

## Géographie physique et Quaternaire

# Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP : essai The Vegetational Cover of Québec-Labrador at 6000 Years BP: An Essay

Pierre J. H. Richard

Volume 49, numéro 1, 1995

La paléogéographie et la paléoécologie d'il y a 6000 ans BP au Canada  
Paleogeography and Paleoecology of 6000 yr BP in Canada

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/033033ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/033033ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Richard, P. J. H. (1995). Le couvert végétal du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP : essai. *Géographie physique et Quaternaire*, 49(1), 117–140.  
<https://doi.org/10.7202/033033ar>

### Résumé de l'article

Une carte du couvert végétal du Québec-Labrador est proposée pour l'époque des 6000 ans BP, à partir des données paléopollinologiques et paléobotaniques. Une Toundra arbustive dense s'interposait entre les mers de Tyrrell ou d'Iberville et les glaces résiduelles qui occupaient alors plus de 100 000 km<sup>2</sup> en Ungava (Nunavik) et jusque dans la région de Schefferville. Étroite au sud des glaciers, cette Toundra s'étalait à l'est des glaces sur plus de 400 km jusqu'à la mer du Labrador, au nord du 54° de latitude. La limite des arbres s'établissait donc alors à peu près au centre de l'actuelle zone de Taïga (Forêt boréale ouverte), mais la limite nord de la Forêt fermée correspondait déjà à peu près à la position moderne. Comme la Toundra, la Taïga de l'époque était arbustive, plus dense et plus diversifiée qu'actuellement, sans doute en raison d'un climat favorable, mais aussi d'une plus grande richesse des sols en éléments nutritifs. Les domaines forestiers méridionaux des Pessières, des Sapinières et des Érablières atteignaient dans l'ensemble les limites modernes de leur aire de peuplement, mais l'abondance de certaines essences compagnes différait le plus souvent de l'actuelle. Ces différences sont attribuables 1) à une migration tardive de certaines essences, telles le pin gris (*Pinus banksiana*) dans les Pessières occidentales ou le hêtre à grande feuilles (*Fagus grandifolia*) dans les Érablières, 2) à une incidence généralement plus faible des feux naturels, 3) à un entourage moins des stations hydriques, et 4) à un climat dans l'ensemble plus clément. L'analyse régionale permet d'identifier des gradients et des champs phytogéographiques plus nuancés éventuellement influencés par le climat, notamment en zones montagnardes et subalpines.

# LE COUVERT VÉGÉTAL DU QUÉBEC-LABRADOR IL Y A 6000 ANS BP : ESSAI

Pierre J.H. RICHARD, Laboratoire Jacques-Rousseau, Département de géographie, Université de Montréal, c.p. 6128, succ. Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3J7.

**RÉSUMÉ** Une carte du couvert végétal du Québec-Labrador est proposée pour l'époque des 6000 ans BP, à partir des données paléopalynologiques et paléobotaniques. Une Toundra arbustive dense s'interposait entre les mers de Tyrrell ou d'Iberville et les glaces résiduelles qui occupaient alors plus de 100 000 km<sup>2</sup> en Ungava (Nunavik) et jusque dans la région de Schefferville. Étroite au sud des glaciers, cette Toundra s'étalait à l'est des glaces sur plus de 400 km jusqu'à la mer du Labrador, au nord du 54° de latitude. La limite des arbres s'établissait donc alors à peu près au centre de l'actuelle zone de Taïga (Forêt boréale ouverte), mais la limite nord de la Forêt fermée correspondait déjà à peu près à la position moderne. Comme la Toundra, la Taïga de l'époque était arbustive, plus dense et plus diversifiée qu'actuellement, sans doute en raison d'un climat favorable, mais aussi d'une plus grande richesse des sols en éléments nutritifs. Les domaines forestiers méridionaux des Pessières, des Sapinières et des Érablières atteignaient dans l'ensemble les limites modernes de leur aire de peuplement, mais l'abondance de certaines essences compagnes différait le plus souvent de l'actuelle. Ces différences sont attribuables 1) à une migration tardive de certaines essences, telles le pin gris (*Pinus banksiana*) dans les Pessières occidentales ou le hêtre à grande feuilles (*Fagus grandifolia*) dans les Érablières, 2) à une incidence généralement plus faible des feux naturels, 3) à un entourage moins dense des stations hydriques, et 4) à un climat dans l'ensemble plus clément. L'analyse régionale permet d'identifier des gradients et des champs phytogéographiques plus nuancés éventuellement influencés par le climat, notamment en zones montagnardes et subalpines.

**ABSTRACT** *The vegetational cover of Québec-Labrador at 6000 years BP: An essay.* A cartographic reconstruction of the vegetational cover of Québec-Labrador for 6 ka BP is based on palynological and plant macrofossil records. A dense Shrub Tundra occupied the stretches of land between marine waters (Tyrrell Sea or d'Iberville Sea) and the residual ice masses that still occupied over 100 000 km<sup>2</sup>, from Ungava (Nunavik) to the Schefferville area. This Tundra belt was narrow along the southern limit of glaciers but expanded eastward to a width of more than 400 km, extending to the Labrador Sea north of latitude 54°. The tree-line thus ran approximately through the middle of the present-day Taiga zone (open boreal forest), but the northern limit of the Closed Forest already corresponded to its modern position. Like the Tundra, the 6 ka BP Taiga was shrubby, more dense, and more diversified than today's, probably due to favorable climatic conditions but also because soils contained more nutrients than today. The southern forest vegetation zones, dominated respectively by spruce, fir, and maple, generally occupied their modern positions, but the abundance of some companion tree-species differed markedly from the modern. The differences are attributed 1) to delayed migration, as in the case of jack pine (*Pinus banksiana*) in the Western Spruce Forest domain or American beech (*Fagus grandifolia*) in the Maple Forest domain, 2) to a generally lower incidence of natural fires, 3) to a lower impact of paludification on hydric sites, and 4) to an overall milder climate. An analysis of the records at a regional scale permits the identification of more detailed, ultimately climatically-controlled phytogeographic gradients and fields, especially in mountain and subalpine zones.

**ZUSAMMENFASSUNG** *Die Vegetationsdecke von Québec-Labrador um 6000 Jahre v.u.Z.* Eine Karte der Vegetationsdecke von Québec-Labrador wird für die Zeit von 6000 Jahren v.u.Z. vorgeschlagen, ausgehend von palynologischen Belegen und makrofossilen Pflanzenbelegen. Eine dichte Busch-Tundra bestand zwischen dem Tyrrell- oder Iberville-Meer und den Eisrestbeständen, die damals über 100 000 km<sup>2</sup> von Ungava (Nunavik) bis zur Gegend von Schefferville bedeckten. Diese Tundra war südlich der Gletscher schmal und erstreckte sich östlich des Eises über mehr als 400 km bis zum Meer von Labrador, nördlich des 54. Breitengrades. Die Baumgrenze verlief damals also etwa im Zentrum der gegenwärtigen Taiga-Zone (offener nördlicher Wald), aber die nördliche Grenze des geschlossenen Waldes entsprach schon etwa der modernen Position. Wie die Tundra war auch die damalige Taiga eine Busch-Taiga, dichter und vielfältiger als heute, zweifellos wegen eines günstigen Klimas, aber auch weil die Böden mehr Nährstoffe enthielten. Die südlichen Waldgebiete mit Fichtenwald, Tannenwald, und Ahornwald erreichten insgesamt die Grenzen ihres heutigen Populationsgebietes, aber der Reichtum von gewissen begleitenden Baumarten unterschied sich meist von der gegenwärtigen Situation. Man führt diese Unterschiede zurück auf 1) eine späte Wanderung gewisser Arten wie Graukiefer in die westlichen Fichtenwälder oder der grobblättrigen Buche in die Ahornwälder, 2) ein allgemein geringeres Vorkommen natürlicher Feuer, 3) eine geringere Vertorfung der Wasserplätze, und 4) ein insgesamt milderer Klima. Die regionale Analyse gestattet eine detaillierte Identifizierung der phytogeographischen Gefälle und Felder, vor allem in bergigen und subalpinen Zonen.

## INTRODUCTION

Le présent essai s'inscrit dans un effort pan-canadien de reconstitution de la végétation et du climat de l'époque des 6000 ans BP (Jetté, 1995 ; Telka, 1993). Pour le Québec et le Labrador (fig. 1), c'est essentiellement la reconstitution du couvert végétal qui est ici visée. Les conditions paléoclimatiques générales correspondantes seront toutefois déduites de la comparaison avec l'état actuel de la végétation et proposées à titre d'hypothèses de travail.

Nous situerons d'abord notre démarche parmi les contributions potentielles de l'analyse pollinique à l'étude du système climatique. Les correspondances entre la végétation actuelle du Québec-Labrador et le climat seront ensuite brièvement présentées. Les données disponibles pour la reconstitution du couvert végétal il y a 6000 ans BP seront identifiées et la méthode employée sera exposée. La carte de la végétation à 6000 ans BP sera par la suite commentée région par région en identifiant les éléments décisifs sur lesquels les reconstitutions sont fondées, et en soulignant les caractères distinctifs du couvert végétal d'alors, par rapport à la période moderne. Les reconstitutions seront aussi examinées dans le cadre temporel élargi que constitue la période entre 7000 ans et 5000 ans BP. Enfin, l'implication climatique des reconstitutions phytogéographiques sera explorée.

### CADRE GÉNÉRAL

La figure 2 représente la chaîne reliant les données paléopollinologiques au climat. Climat, phytoclimat, plantes et végétation s'influencent réciproquement. Le fonctionnement du climat, des plantes et de la végétation y est exprimé par des modèles quantitatifs. Chaque modèle fait appel à des données provenant d'autres maillons de la chaîne.

Une des voies principales pour la validation des résultats générés par les modèles mathématiques de simulation climatique consiste à les comparer à ceux issus des méthodes de reconstitution paléoclimatique fondées sur des données indirectes, dont celle de l'analyse pollinique des sédiments. Pour cette dernière méthode, il s'agit de transférer aux spectres polliniques anciens les relations quantitatives (étalonnage) établies entre certains paramètres climatiques (températures, précipitations et autres) et les assemblages polliniques produits par la végétation actuelle (COHMAP, 1988 ; Guiot, 1985 ; 1991 ; Huntley, 1993 ; Wright *et al.*, 1993). Une autre voie intégrant plus intimement les données polliniques consiste à coupler ces relations quantitatives aux résultats des modèles de la circulation atmosphérique et océanique planétaire, de générer des simulations de la représentation pollinique pour une époque définie du passé, puis de comparer les données ainsi générées aux données « réelles » (COHMAP, 1988 ; Prentice *et al.*, 1991 ; Wright *et al.*, 1993). Les résultats sont exprimés par des cartes isopolliniques (Bernabo et Webb, 1977) ou d'assemblages polliniques (Huntley, 1990). Ce qui est en fait évalué de cette manière, c'est la capacité des modèles à produire des champs de représentation pollinique semblables aux

champs observés pour une époque donnée. Dans tous les cas, la végétation en elle-même est évacuée du processus (Huntley, 1991 ; Webb, 1980, 1983).

Les correspondances spatiales entre la végétation et le climat (Grisebach, 1877) sont exprimées par des classifications à diverses échelles cartographiques (formations végétales, écorégions, domaines de végétation, etc.). À l'échelle des formations végétales, ces classifications ont été traduites par des modèles quantitatifs (Box, 1981 ; Holdridge, 1947) dits « modèles d'équilibre ». Les plus récents de ces modèles prennent en compte les facteurs proprement bioclimatiques (phytoclimatiques), ceux touchant directement la vie des plantes, leur établissement, leur survie, leur reproduction, leur dominance, et l'état hydrique des sols (Lenihan et Neilson, 1993 ; Prentice *et al.*, 1992). Ce faisant, ces modèles se rapprochent des « modèles dynamiques », qui reconstituent l'évolution temporelle des populations végétales en un lieu donné à partir de conditions de départ touchant la disponibilité des graines viables et les caractéristiques du cycle vital des plantes en présence, la compétition et les autres interactions biotiques, les perturbations, les sols et le climat (modèles de succession ; Shugart, 1984 ; Sirois *et al.*, 1994 ; Solomon, 1986 ; Solomon *et al.*, 1980). Les modèles d'équilibre livrent des représentations spatiales, cartographiques ; les modèles dynamiques fournissent le terme d'aboutissement des évolutions locales, des successions végétales ponctuelles. Lenihan et Neilson (1993) traitent des avantages et des inconvénients des deux familles de modèles de végétation pour la prévision des changements phytogéographiques liés aux modifications anthropiques du climat.

Le couplage des modèles d'équilibre de la végétation (modèles végétation-climat) aux résultats des simulations par les modèles de la circulation atmosphérique et océanique planétaire permet de générer une répartition des formations végétales (ou biomes) à la surface du globe dans des conditions climatiques données représentant soit les conditions actuelles (validation), soit les conditions à une période donnée du futur (prévision) ou du passé (rétroprévision). Les résultats sont exprimés par des cartes des formations végétales (Lenihan et Neilson, 1992 ; Prentice *et al.*, 1992). Pour le passé, ces reconstitutions automatiques du couvert végétal peuvent alors être comparées aux données paléophytogéographiques, dont l'analyse pollinique constitue la principale source.

L'analyse pollinique des sédiments lacustres ou tourbeux permet de reconstituer l'histoire de la végétation et d'en déduire celle du climat (Von Post, 1967 d'après l'article publié en 1916). Les fondements méthodologiques, les conditions des reconstitutions phytogéographiques et des déductions climatiques fondées sur le pollen ou les spores sont maintenant bien connus (Bartlein *et al.*, 1986 ; Birks, 1981 ; Birks et Birks, 1980 ; M.B. Davis, 1976, 1978, 1984, 1986, 1990 ; Faegri et Iversen, 1964 ; Gajewski, 1993 ; Howe et Webb, 1983 ; MacDonald et Edwards, 1991 ; Webb, 1986 ; Webb et Bartlein, 1988 ; Webb et Clark, 1977). Ces connaissances permettent aujourd'hui de circonscrire les limites et les possibilités de la méthode à l'égard de ces

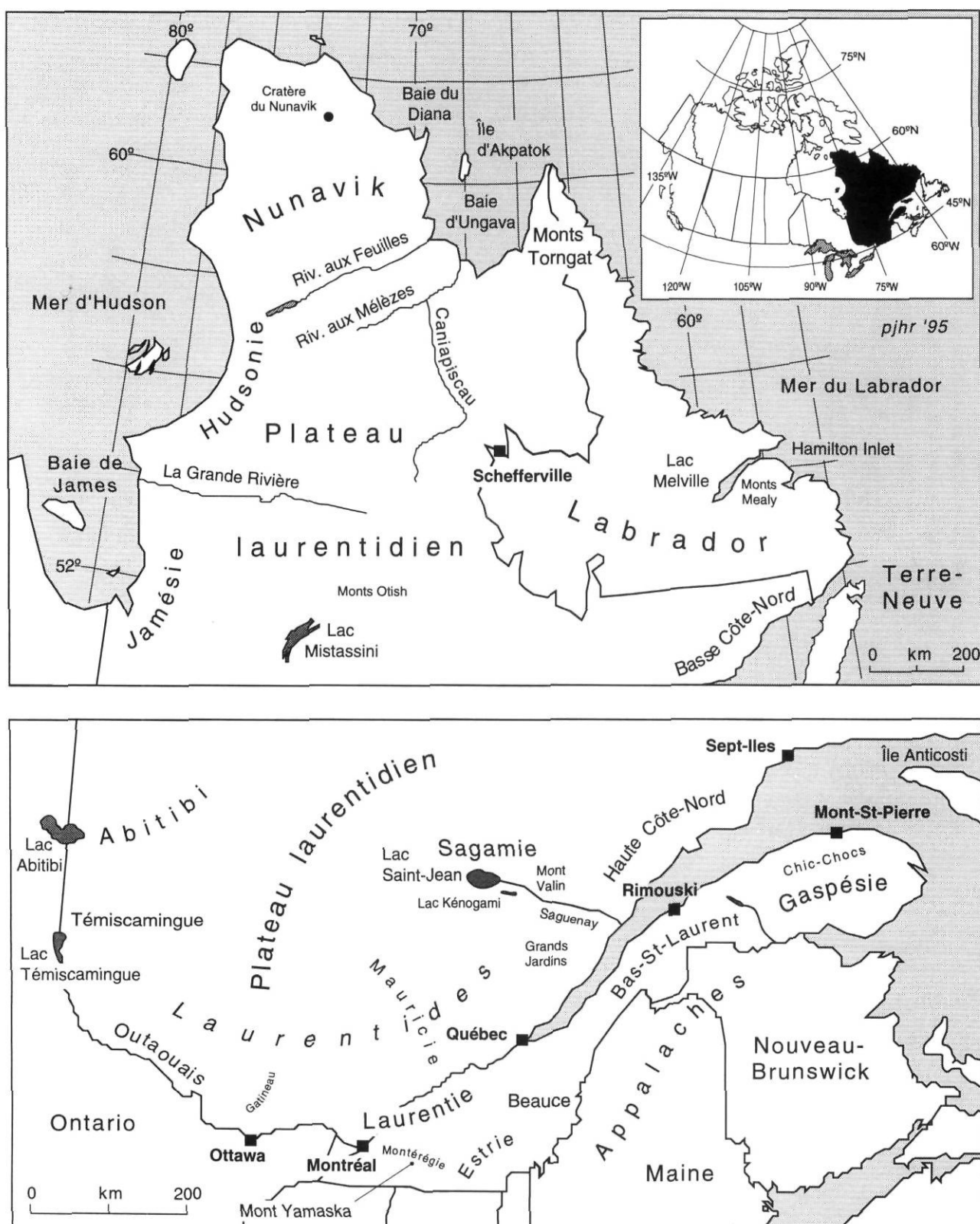


FIGURE 1. Localisation du Québec-Labrador au sein du Canada et toponymes mentionnés dans le texte.

Location of Québec-Labrador within Canada and place names mentioned in text.





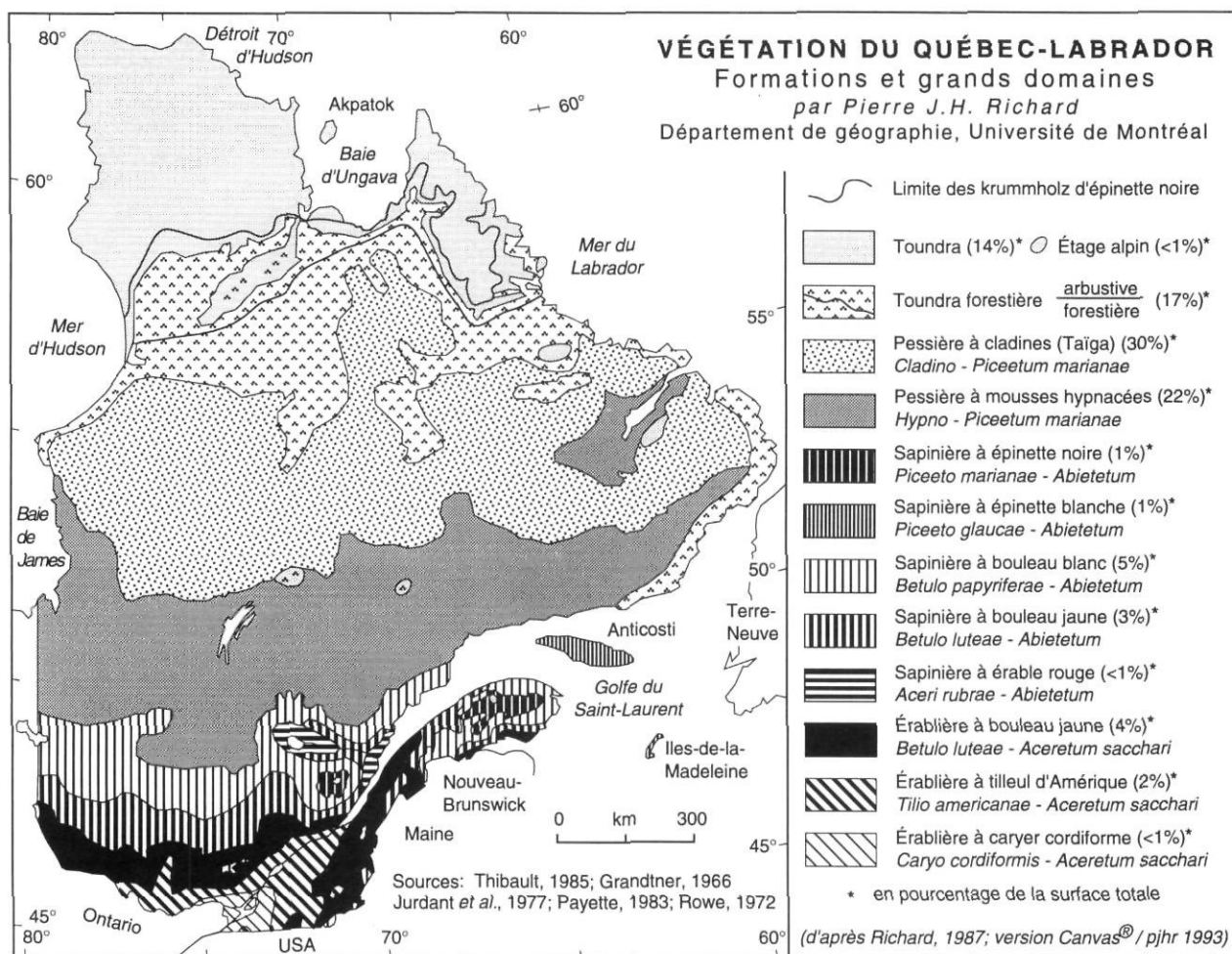


FIGURE 3. Couvert végétal actuel du Québec-Labrador. La carte illustre la localisation des formations végétales de Toundra et de Toundra forestière au nord, et celle des domaines de végétation au sud, de la Pessière à cladines à l'Érablière à caryer cordiforme. Superficie totale : 1 800 000 km<sup>2</sup> ; le pourcentage de couverture de chaque unité est livré en légende.

Present-day vegetation of Québec-Labrador. The map shows Tundra and Forest Tundra in the north, and the various forest domains in the south, from Spruce-lichen parkland to Deciduous Forest with sugar maple and hickory. Total area ; 1,800,000 km<sup>2</sup> ; the legend shows the share of each unit in percent.

La carte de la végétation du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP (fig. 7) résulte d'une telle approche dans le traitement des données. Elle fournit un document indépendant autorisant, par comparaison, un examen critique de la carte de la végétation du Canada produite par Jetté (1993) et des autres cartes qui seront bientôt produites de manière automatique (BIOME 6000 : *Towards a global palaeovegetation* ; PAGES, 1994), compte tenu des différences dans la nature des unités représentées et dans l'échelle cartographique.

#### VÉGÉTATION ET CLIMAT MODERNES

La carte de la végétation actuelle du Québec-Labrador (fig. 3) exprime la différenciation spatiale de la couverture végétale sur le territoire. Elle traduit aussi plus ou moins directement la différenciation du climat (Richard, 1987, 1993). En effet, ce sont les formations végétales (pour le nord) et les domaines de végétation (pour le sud) dont les limites sont illustrées sur la carte. Les domaines de végétation sont définis comme étant une portion de territoire por-

tant, sur toutes les stations mésiques, à sol zonal, la même série de végétation menant à l'équilibre. Comme pour les formations végétales, le climat est par définition le principal facteur qui régit leur structure, leur composition floristique et leur aire de peuplement. C'est le nom du groupement final des chronoséquences en conditions abiotiques moyennes qui sert à nommer l'ensemble du domaine de végétation (fig. 3). La carte illustre donc la végétation climacique potentielle, notamment pour les régions méridionales fortement touchées par les activités humaines.

Les champs climatiques correspondant aux unités de végétation peuvent être exprimés par leur aire ombrothermique (Rey, 1960). La figure 4a traduit la relation plus ou moins grande qui existe entre le nombre de degrés-jours au-dessus de 5°C et les précipitations totales estivales d'une part, et les unités de la carte d'autre part. D'autres paramètres moyens tels les températures et les précipitations annuelles peuvent être aussi considérés dans cette définition climatique des unités cartographiques (Richard,

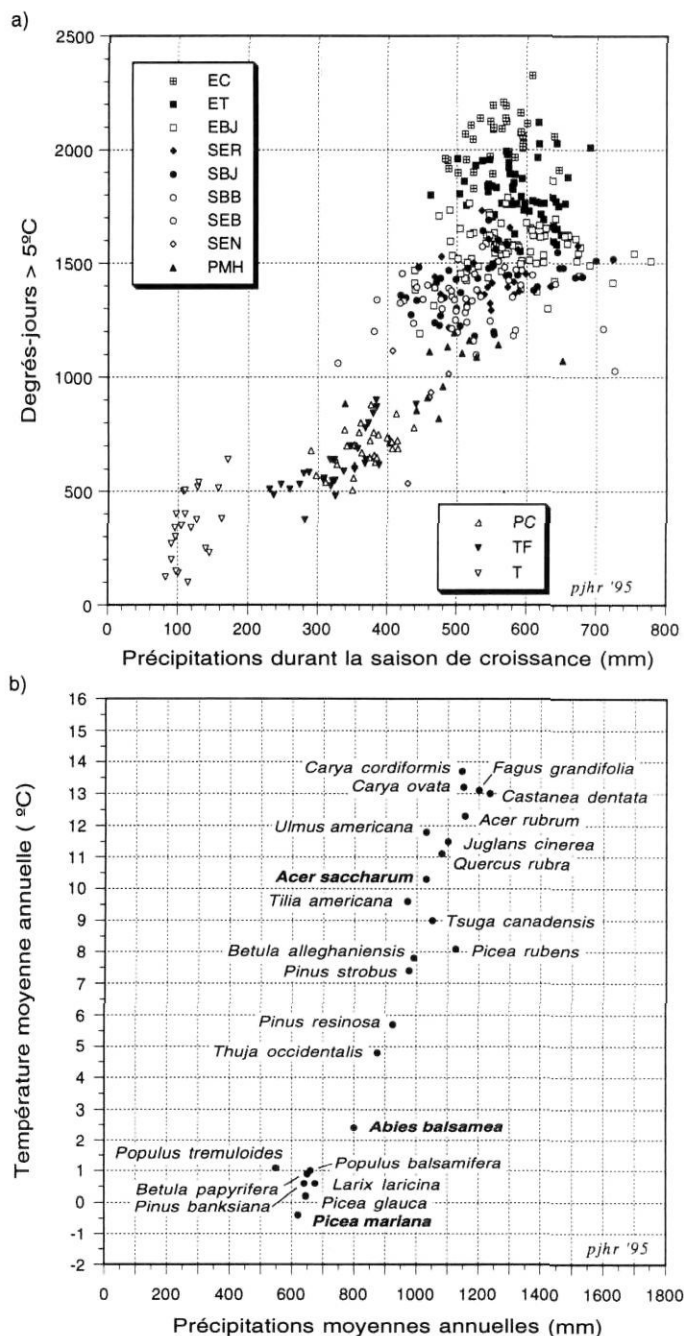


FIGURE 4. a) Aires ombrothermiques des unités de végétation du Québec-Labrador (modifié d'après Richard, 1978) ; les points représentent les données des 133 stations météorologiques sauf pour le nord (T, TF, PC ; tabl. I) où elles furent établies par une grille d'interpolation des cartes climatiques. b) Points ombrothermiques moyens de l'aire de peuplement des principales espèces d'arbres (selon Rey, 1960). Les points ombrothermiques moyens permettent de comparer les espèces dans l'espace climatique retenu, sans égard à leur abondance au sein de leur aire de peuplement.

Ombrothermic areas of the Québec-Labrador vegetation units according to Richard (1978) ; points represent data from the 133 meteorological stations, except for the north where they were established by the mean of an interpolation grid of the climatic maps. b) Mean ombrothermic values of the geographical areas of the major tree species according to Rey (1960). The mean ombrothermic values allow comparison of the species in a given climate area regardless of their abundance.

1978). Les aires ombrothermiques correspondent en quelque sorte à une version ancestrale des surfaces de réponse (Anderson *et al.*, 1991 ; Bartlein *et al.*, 1986 ; Huntley, 1993) appliquée aux unités cartographiques de végétation.

La carte (fig. 3) et les aires ombrothermiques (fig. 4a et Richard, 1978) expriment les principaux gradients climatiques qui s'exercent au Québec-Labrador. La température moyenne annuelle passe de  $-8^{\circ}\text{C}$  au nord à  $+6^{\circ}\text{C}$  au sud. Celle de juillet varie de  $7^{\circ}\text{C}$  à  $20^{\circ}\text{C}$ , celle de janvier, de  $-25^{\circ}\text{C}$  à  $-10^{\circ}\text{C}$  (Wilson, 1971). Toujours du nord au sud, le nombre de degrés-jours au-dessus de  $5^{\circ}\text{C}$  va de moins de 250 à plus de 2000. Aux gradients latitudinaux se superposent des influences orographiques particulièrement marquées dans les monts Torngat, autour du lac Saint-Jean, dans les Laurentides au nord de la ville de Québec et en Gaspésie (fig. 1 et 3). Des influences maritimes sont manifestes en Hudsonie et au Labrador, notamment au nord du golfe du Saint-Laurent ; elles y entraînent des inflexions importantes des zones de végétation le long des côtes. Ces gradients s'inscrivent dans les champs climatiques produits par l'interaction des masses d'air qui régissent l'extension géographique des formations végétales (Bryson et Hare, 1974).

La composition arborescente décroît du sud (sud-ouest) au nord et avec l'altitude. Elle passe de 43 à 2 espèces. La dominance et l'abondance des essences varie aussi selon ces mêmes gradients et selon d'autres liés à la nature du substrat, au type de paysage et au régime des perturbations (feux, épidémies d'insectes phytophages). Ces caractères sont illustrés par les données du tableau I qui traduisent aussi la répartition et l'abondance des arbres selon les conditions topo-hydriques au sein de chacune des unités de végétation de la carte (fig. 3). La nomenclature des noms d'espèces de plantes vasculaires est celle de Scoggan (1978).

Les points ombrothermiques moyens des principales espèces d'arbres sont représentés à la figure 4b. Ils sont établis à partir de l'aire totale de peuplement des espèces en Amérique du Nord (Rey, 1960). Ils permettent de comparer ces espèces arborescentes entre elles dans l'espace climatique retenu, sans égard à leur abondance au sein de leur aire de peuplement. L'abondance est une mesure du succès écologique qui dépend non seulement du climat, mais aussi des relations de compétition entre les individus des différentes espèces en présence. C'est le cas pour l'érable à sucre (*Acer saccharum*) qui n'abonde vraiment que dans le nord de son aire de peuplement parce que la flore des chênaies caducifoliées de la zone tempérée nord-est américaine ne tolère pas les conditions climatiques du sud du Québec.

Le point ombrothermique moyen est celui de l'aire de peuplement réelle (connue) du taxon, aire qui peut différer de l'aire potentielle (inconnue) ; de ce fait, le point ombrothermique moyen peut ne représenter qu'imparfaitement le climat moyen de l'essence tel qu'exprimé par les paramètres retenus (Rey, 1960). Comme pour l'aire ombrothermique, d'autres paramètres moyens tels les



températures, le nombre de degrés-jours et les précipitations durant la seule saison de croissance peuvent être aussi considérés dans la définition climatique des espèces.

### DONNÉES DISPONIBLES ET MÉTHODE

Les grandes tendances de l'évolution postglaciaire de la végétation du Canada et du Québec-Labrador sont maintenant connues (Ritchie, 1987). Les principaux traits de l'histoire postglaciaire du couvert végétal du Québec méridional ont été récemment résumés et les conditions climatiques correspondantes ont été évaluées (Richard, 1994). L'origine et la dynamique postglaciaire de la Forêt mixte, caractérisée au Québec par le sapin baumier (*Abies balsamea*), ont fait récemment l'objet d'un traitement méthodologique visant la reconstitution des paysages végétaux et l'identification des facteurs en cause dans leur mise en place durant l'Holocène (Richard, 1993). L'extension postglaciaire de l'aire de peuplement des arbres au Québec-Labrador a aussi été récemment évaluée sous l'angle paléoécologique (Payette, 1993).

La constitution d'une carte de la végétation du Québec-Labrador pour l'époque des 6000 ans BP s'est appuyée sur les conclusions de ces travaux, mais aussi sur un nouvel examen des données de base, publiées (Anderson, 1985) ou inédites, que sont les spectres polliniques correspondant à la période ciblée. Les données disponibles couvrent inégalement le territoire (fig. 5). Leur relative rareté au nord du 48° parallèle étant d'une certaine manière compensée par une diversification moindre de la couverture végétale, les unités de la végétation actuelle (fig. 3) sont donc dans l'ensemble assez bien couvertes.

Il existe quelque 180 diagrammes polliniques (dont 115 furent dressés au laboratoire Jacques-Rousseau) comprenant au moins une datation au radiocarbone, publiés (145) ou non (35), couvrant la fenêtre temporelle de 7000 à 5000 ans BP. Ils totalisent 688 datations et portent sur 137 lacs et 40 tourbières. Pour chacun des diagrammes, les spectres datant de 6000 ans BP ont été examinés afin de déterminer en quoi ils sont différents des spectres polliniques actuels ou subactuels (avant les défrichements européens), tant par les pourcentages de représentation de

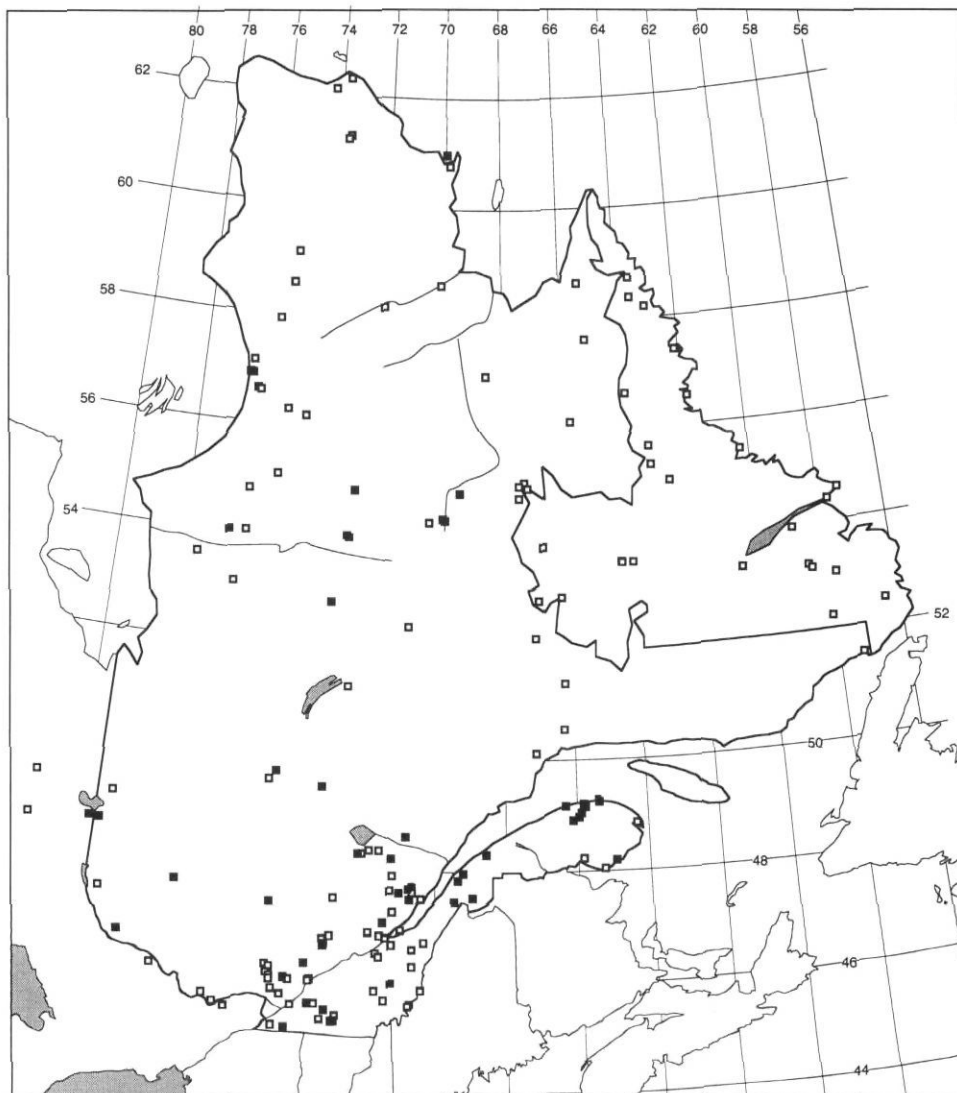


FIGURE 5. Localisation des données polliniques disponibles pour la période des 6000 ans BP (carrés blancs). Carrés noirs : données disponibles aussi pour les charbons de bois microscopiques.

Location of available pollen data for 6000 yr BP (white squares). Black squares : data also available on microscopic charcoals.



chaque taxon que par leur concentration ( $n$  grains/cm<sup>3</sup> de sédiment frais) ou leur taux d'accumulation ( $n$  grains/cm<sup>2</sup>/an <sup>14</sup>C). Les changements intervenus entre 7000 et 5000 ans BP ont aussi été notés.

Dans l'établissement d'une représentation cartographique de la végétation du passé, le défi consiste à aller du ponctuel au spatial, des gisements individuels à la carte. Le problème a été abordé par Delcourt et Delcourt (1987) à l'échelle de l'est de l'Amérique du Nord. Ces auteurs ont dressé des cartes des isophytes (paléo-isophytes), ou lignes d'égale représentation de l'abondance (en pourcentage) des arbres dans la végétation, pour une époque donnée. Les pourcentages des taxons arborescents dans les spectres polliniques anciens de chaque site furent pour ce faire convertis à l'aide de fonctions mathématiques de transfert pollen-population fondées sur leur représentation pollinique actuelle, la composition forestière moderne étant connue (Delcourt *et al.*, 1984). Cette procédure présente toutefois des lacunes sérieuses liées à l'adéquation plus ou moins grande de ces fonctions de transfert aux divers contextes régionaux de représentation pollinique des populations des différents taxons (Richard, 1993). Elle a néanmoins permis d'intéressantes reconstitutions de la dynamique d'ensemble des populations arborescentes depuis le Pléniglaciaire, à l'échelle de l'est de l'Amérique du Nord (Delcourt et Delcourt, 1987).

Comme les différences d'avec la végétation actuelle constituent un des aspects majeurs de la reconstitution du couvert végétal d'il y a 6000 ans BP, c'est en référence aux unités de la carte de la végétation actuelle (fig. 3) que les résultats touchant le Québec-Labrador seront ici présentés. Étant donné l'échelle cartographique, l'accent est placé sur la reconstitution des grandes formations végétales (Toundra, Taïga et Forêt fermée) ou des grands domaines de végétation (Pessières, Sapinières, Érablières). Le problème de l'extrapolation spatiale des données ponctuelles a donc été traité en utilisant un fond de carte livrant les limites des unités de la végétation actuelle et en y ajoutant des symboles illustrant l'interprétation phytogéographique des différences polliniques observées pour l'époque des 6000 ans BP (fig. 7).

Le contexte physiographique ou paléogéographique dans lequel évoluait la végétation il y a 6000 ans BP constitue par ailleurs un élément fondamental de la reconstitution. Le relief d'ensemble était sans doute alors très semblable à l'actuel, mais certains traits hérités de la glaciation étaient à l'époque très différents, notamment l'existence de glaces résiduelles, la position du trait de côte en raison des transgressions marines, et la richesse des sols en éléments nutritifs liée à l'âge des terres depuis leur déglaciation.

Le cadre paléogéographique du Québec-Labrador pour l'époque des 6000 ans BP livré à la figure 6 tient compte des travaux de Lauriol (1982) et de Lauriol et Gray (1987) pour le Nunavik (Ungava), et de ceux de King (1985) pour le sud-est du Bouclier canadien. La représentation de la chronologie générale de la déglaciation retenue pour le nord du Québec est celle présentée par Payette (1993), revue et enrichie par cet auteur de données chronologiques

additionnelles en Hudsonie, mais aussi à partir d'indications phytogéographiques. Pour les régions méridionales, la chronologie de la déglaciation s'appuie surtout sur les reconstitutions cartographiques de Dyke et Prest (1987). Pour la Gaspésie et les Appalaches, la carte (fig. 6) rend compte de résultats inédits issus des travaux récents du laboratoire Jacques-Rousseau touchant l'âge de la déglaciation, d'après les dates au radiocarbone des premiers macrorestes de plantes terricoles accumulés dans les lacs.

## RECONSTITUTIONS PALÉOPHYTOGÉOGRAPHIQUES

### LE TEMPS ÉCOULÉ DEPUIS LA DÉGLACIATION (FIG. 6)

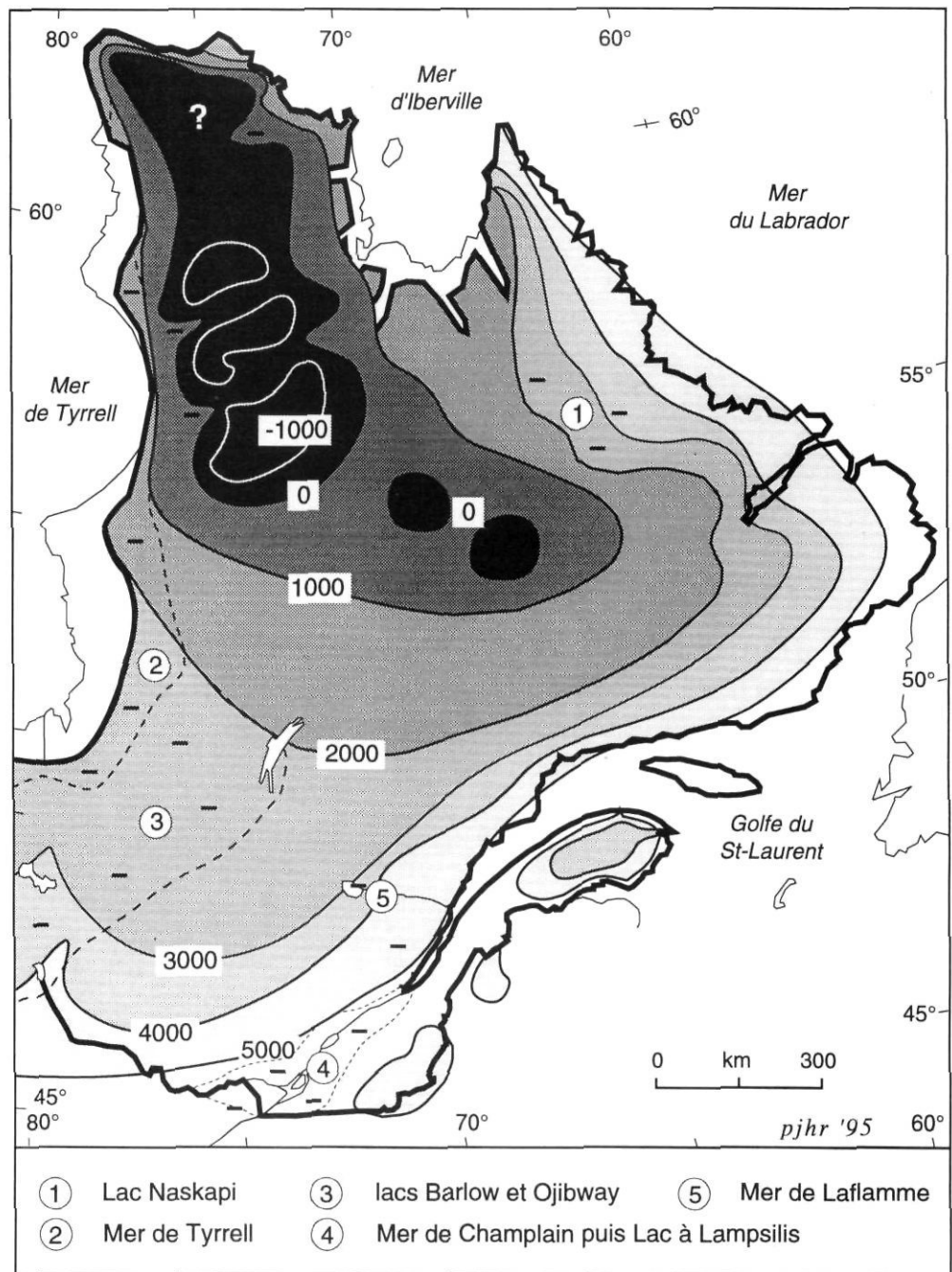
Il y a 6000 ans BP, des masses de glace résiduelles occupaient encore le nord du Québec y interdisant localement la colonisation végétale. Au sud-ouest du Québec ou même au sud-est du Labrador, la végétation avait à cette époque déjà pu s'implanter depuis plus de 5000 ans (fig. 6). Le champ grossièrement concentrique qui s'établissait alors dans le temps écoulé depuis la déglaciation comprenait des gradients atteignant à peine 3000 ans tout au nord du Nunavik (Ungava) et d'autres qui dépassaient 5000 ans sur la côte labradorienne ou au sud-ouest du territoire, dans les régions amphi-laurentiennes. Dans l'axe laurentien entre Ottawa et Québec, le gradient chronologique est inversé en raison de la présence de la Mer de Champlain puis du Lac à Lampsilis jusque vers 7000 ans BP, sur les terres les plus basses. Il est inversé aussi en Gaspésie, en raison d'une déglaciation relativement tardive sur les plateaux de l'intérieur de la péninsule (fig. 6). De même sur les terres qui furent occupées par les lacs proglaciaires Barlow et Ojibway au Témiscamingue, en Abitibi et en Jamésie ou par le Lac proglaciaire Naskapi au Labrador central. En Hudsonie, la Mer de Tyrrell empiétait encore fortement sur les terres sises aujourd'hui à des altitudes moindres de 100 m à la latitude 57° Nord. En Jamésie, la limite marine atteignait 140 m au 53° parallèle. Ailleurs, les zones côtières du Québec-Labrador adoptaient d'assez près leurs contours modernes.

L'âge des terrains à l'époque des 6000 ans BP (fig. 6) permet de circonscrire des régions comparables en ce qui a trait à la durée maximale de développement postglaciaire de la végétation. Dans les régions alors jeunes, on peut s'attendre à la dominance des stades pionniers de la colonisation végétale et à des interactions faibles entre les plantes, par rapport aux régions alors plus vieilles où ces interactions ont eu plus de temps pour façonner les paysages végétaux.

Durant les stades pionniers, des changements relativement rapides dans la composition floristique et la structure du couvert végétal sont attendus, à moins que la dynamique ne soit freinée par le climat ou par la nature même du stock floristique disponible. Par la suite, les changements dans le couvert végétal s'exercent à partir d'un stock floristique plus complet et plus stable (aux migrations tardives

FIGURE 6. Contour du Québec-Labrador (trait gras), emplacement des glaces résiduelles (grisés) et isochrones de l'âge des terrains il y a 6000 ans BP, depuis leur déglaciation ou leur exondation des eaux marines ou lacustres. Les zones de déglaciation ou d'exondation tardive par rapport à la classe d'âge des terrains sont identifiées par le signe « moins ». Extension maximale des Lacs Barlow et Ojibway (tireté long), de la Mer de Tyrrell (tireté court), et de la Mer de Champlain (trait en pointillé). Le point d'interrogation au nord du Nunavik reflète une incertitude liée à un âge au  $^{14}\text{C}$  basal dépassant 7000 ans BP dans la région du Cratère du Nouveau-Québec, mais les sédiments y sont contaminés par du pollen pré-holocène (Richard *et al.*, 1989).

Outline of Québec-Labrador (thick line), residual ice masses locations (shaded areas), and age isochrones of the lands, since deglaciation or emergence from marine or lake waters. Late emerging zones vs. their age class are identified by a minus sign. Maximum extension of glacial Lakes Barlow and Ojibway (long dashes), Tyrrell Sea (short dashes), and Champlain Sea (dotted line). Question mark north of Nunavik represent the uncertainty of a  $^{14}\text{C}$  basal date greater than 7000 BP in the Nouveau-Québec crater area knowing that the sediments are contaminated by pre-Holocene pollen (Richard *et al.*, 1989).



près), et les interactions entre les plantes peuvent agir pleinement, du moins dans les formations forestières fermées. Les variations dans l'abondance des taxons sont alors plus susceptibles d'exprimer des changements proprement climatiques, bien que d'autres causes puissent intervenir [appauvrissement des sols (Iversen, 1964), entourage (Engstrom et Wright, 1984 ; Foster et King, 1984 ; Foster *et al.*, 1983 ; Lamb, 1980), feux (Foster, 1983 ; Gagnon et Payette, 1985)]. Avant de développer ces questions, le couvert végétal de l'époque des 6000 ans BP sera d'abord décrit dans ses traits structuraux et floristiques majeurs.

#### LA CARTE DE LA VÉGÉTATION À 6000 ANS BP (FIG. 7, TABL. I)

Au Nunavik, une Toundra arbustive dense s'interposait entre les mers (Mer de Tyrrell et Mer d'Iberville) et les glaces résiduelles qui y occupaient encore plus de 100 000 km<sup>2</sup>, s'étendant jusque dans la région de Schefferville en deux masses satellites d'environ 10 000 km<sup>2</sup>. Restreinte à quelques dizaines de kilomètres de largeur au sud des glaciers, cette Toundra s'étalait largement sur plus de 400 km à l'est des glaces jusqu'à la mer du Labrador, au nord du lac Melville (54° de latitude). La limite des arbres

s'établissait ainsi à peu près au centre de l'actuelle zone de Taïga (forêt boréale ouverte). Toutefois, la limite nord de la Forêt fermée correspondait déjà assez bien à la position moderne. La Taïga de l'époque, bien que de beaucoup moins étendue que l'actuelle, présentait un parterre arbustif important et était alors plus dense et plus diversifiée que de nos jours. Quant aux domaines forestiers méridionaux des Pessières, des Sapinières et des Érablières, ils occupaient

dans l'ensemble leur aire de peuplement moderne, mais l'abondance de certaines essences différait alors sensiblement de l'actuelle dans la plupart des régions.

Ce tableau général doit être justifié et les descriptions doivent être enrichies et nuancées. Pour ce faire, une analyse régionale des données de base (fig. 5) s'impose, en référence au couvert végétal actuel (fig. 3). Les résul-

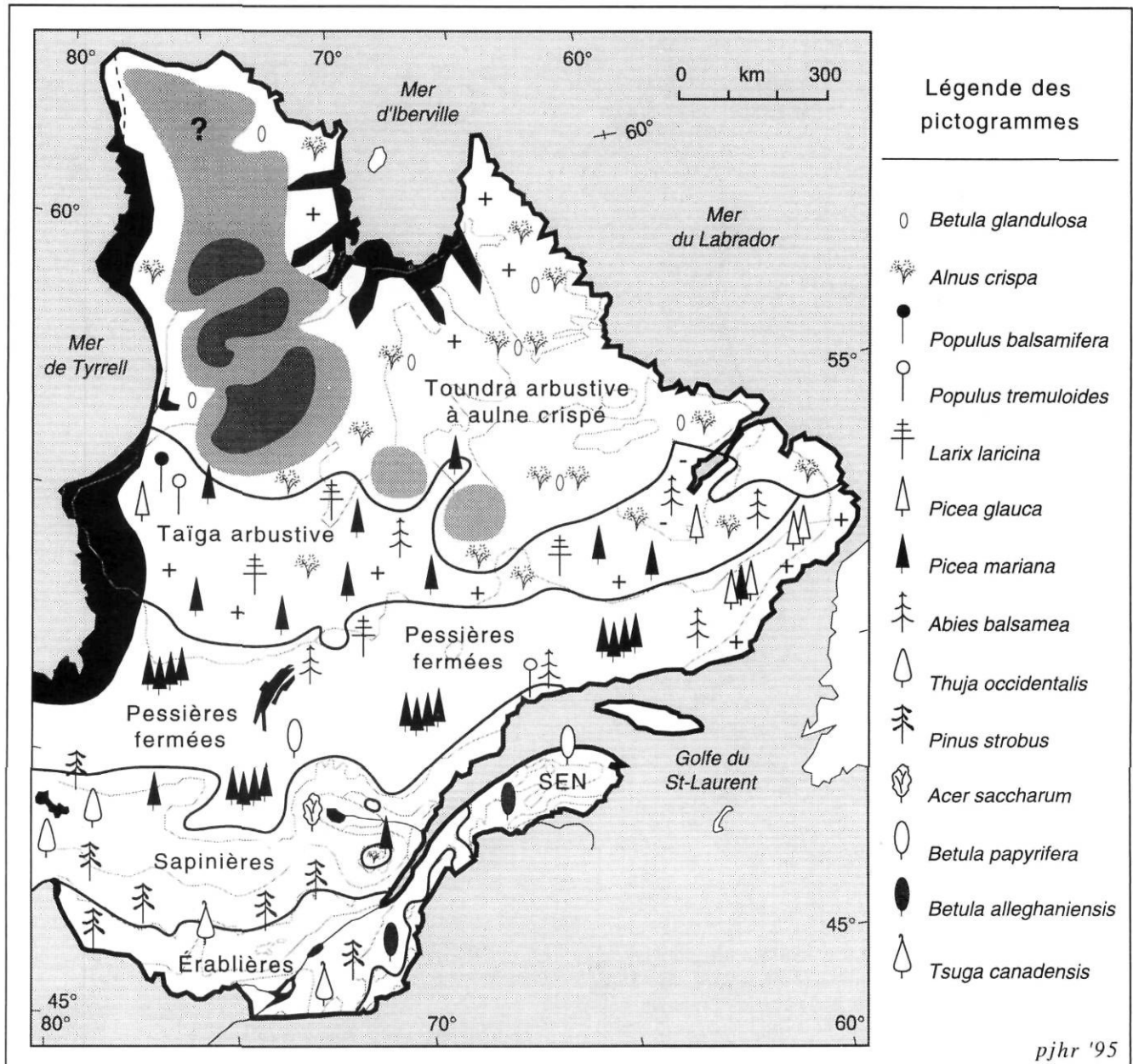


FIGURE 7. Couvert végétal du Québec-Labrador à 6000 BP dans son contexte paléogéographique. SEN : Sapinière à épinette noire (voir table I). Les pictogrammes soulignent l'abondance relative de certaines essences. Les signes « + » et « - » identifient des zones où la végétation de l'époque était plus ou moins dense par rapport au couvert végétal actuel (fig. 3). En noir, lacs ou zones côtières submergées il y a 6000 ans BP. En gris, les glaces résiduelles.

*Vegetation cover of Québec-Labrador at 6000 yr BP in paleogeographic context. SEN : Fir forest with black spruce (see Table I). Pictograms show the relative abundance of certain species. Plus and minus signs identify areas where the 6000 BP vegetation was more or less dense with regard to present vegetation (Fig. 3). Submerged lakes or coastal areas at 6000 yr BP are shown in black ; residual ice is shown in grey.*

TABLEAU I

Composition arborescente actuelle et à 6000 ans BP des domaines de végétation du Québec-Labrador

Nom d'espèces	Domaines de végétation											
	EC	ET	EBJ	SER	SBJ	SBB	SEB	SEN	PMH	PC	TF	T
<i>Acer saccharum</i> ✓	<b>xMh</b>	<b>xMh</b>	<b>xMh</b>	xMh.	xM.	.M.						
<i>Abies balsamea</i> ✓	. . h	.Mh	.Mh	<b>xMh</b>	<b>xMh</b>	<b>xMh</b>	xMh	<b>xMh</b>	.M.	.M.		
<i>Picea mariana</i> ✓	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	x . H	xMh	<b>xMh</b>	<b>xMh</b>	<b>xMh</b>	.MH	. . h
<i>Pinus rigida</i>	x . .											
<i>Juniperus virginiana</i>	x . .											
<i>Ulmus rubra</i>	.Mh											
<i>Ulmus thomasi</i>	.Mh											
<i>Acer nigrum</i> ✓	.M.											
<i>Celtis occidentalis</i> ✓	.Mh	.M.										
<i>Carpinus caroliniana</i>	xM.	.M.										
<i>Betula populifolia</i>	x . h	x . h										
<i>Quercus macrocarpa</i>	xMh	xMh										
<i>Prunus serotina</i>	xMh	xMh										
<i>Carya ovata</i> ✓	xMh	xMh										
<i>Quercus bicolor</i>	.Mh	.Mh										
<i>Carya cordiformis</i> ✓	.Mh	.Mh										
<i>Acer saccharinum</i> ✓	. . H	. . H										
<i>Populus deltoides</i>	. . H	. . H										
<i>Salix amygdaloides</i>	. . H	. . H										
<i>Salix nigra</i>	. . H	. . H										
<i>Juglans cinerea</i> ✓	<b>xM.</b>	xM.	.M.									
<i>Quercus alba</i>	xM.	xM.	xM.									
<i>Ostrya virginiana</i>	xM.	xM.	xM.									
<i>Fagus grandifolia</i> ✓	<b>xM.</b>	<b>xM.</b>	xM.									
<i>Fraxinus pennsylvanica</i>	. . H	. . H	.MH									
<i>Tilia americana</i> ✓	.Mh	<b>.Mh</b>	.M.	.M.								
<i>Fraxinus americana</i>	<b>xMh</b>	<b>xMh</b>	xMh		.M.							
<i>Pinus resinosa</i> ✓	X . .	X . .	X . .	X . .	X . .							
<i>Picea rubens</i>	xMh	xMh	xMh		xMh							
<i>Tsuga canadensis</i> ✓	x . h	x . h	xMh		xMh							
<i>Populus grandidentata</i>	xMh	xMh	xMh	xMh	xMh	xMh						
<i>Quercus rubra</i> ✓	<b>xM.</b>	<b>xM.</b>	x . .	x . .	X . .	x . .						
<i>Betula alleghaniensis</i> ✓	.Mh	.Mh	<b>xMh</b>	.Mh	xMh	.M.						
<i>Acer rubrum</i> ✓	x . h	x . h	x . h	<b>xMh</b>	x . h	x . h						
<i>Thuja occidentalis</i> ✓	x . H	x . H	. . H	x . h	x . H	<b>xMh</b>	xMh					
<i>Pinus strobus</i> ✓	<b>xM.</b>	<b>xM.</b>	<b>xM.</b>	X . .	X . .	X . .	x . .					
<i>Ulmus americana</i>	.MH	.MH	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H					
<i>Fraxinus nigra</i> ✓	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H					
<i>Betula papyrifera</i> ✓	xMh	xMh	xMh	xMh	xMh	<b>xMh</b>	xM.	xM.	x . .			
<i>Populus tremuloides</i> ✓	xMh	xMh	xMh	xMh	xMh	xMh	xM.	xM.	xM.	xM.		
<i>Pinus banksiana</i> ✓	x . .	x . .	X . .	X . .	X . .	X . .			X . .	X . .		
<i>Larix laricina</i> ✓	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	.MH	.MH	
<i>Populus balsamifera</i> ✓	. . h	. . h	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	. . H	
<i>Picea glauca</i> ✓	x . .	x . .	xM.	xM.	xM.	xMh	<b>xMh</b>	xMh	xMh	xMh	.Mh	. . h

## Légende des abréviations des domaines

EC: Érablière à caryer  
 ET: Érablière à tilleul  
 EBJ: Érablière à bouleau jaune  
 SER: Sapinière à érable rouge  
 SBJ: Sapinière à bouleau jaune  
 SBB: Sapinière à bouleau blanc  
 SEB: Sapinière à épinette blanche  
 SEN: Sapinière à épinette noire  
 PMH: Pessière à mousses hypnacées  
 PC: Pessière à cladines  
 TF: Toundra forestière  
 T: toundra (krummholz arbustifs)

Il y a 6000 ans BP, certaines essences étaient plus abondantes qu'actuellement (boîtes grasses), d'autres, moins abondantes (boîtes fines), et d'autres enfin ne s'étaient pas encore établies (ou développées) au Québec-Labrador (double encadrement). Les essences non encadrées sont celles qui étaient aussi abondantes qu'actuellement il y a 6000 ans.

✓: essences dont l'identification du pollen jusqu'à l'espèce est possible dans le contexte floristique du Québec-Labrador. La taille des lettres et les caractères gras traduisent l'abondance des essences dans leur habitat actuel au sein de l'aire considérée.

La répartition physiographique préférentielle des essences est signalée comme suit: M: mésique (mi-versants); X, x: xérique ou à drainage rapide (sols secs et hauts versants); H, h: hydrique ou à drainage lent (sols riverains, tourbeux ou bas versants).

(Sources principales pour l'actuel: Rousseau, 1974; Richard, 1987)



tats de cette analyse seront présentés pour chacune des cinq grandes unités de végétation reconstituées : la Toundra, la Taïga, les Pessières, les Sapinières et les Érablières (fig. 7).

#### La Toundra

Bien que de vastes régions du Nunavik restent encore inexploitées sous l'angle pollénanalytique, les diagrammes polliniques sont maintenant suffisamment nombreux (fig. 5) et détaillés pour permettre de circonscrire assez précisément la zone de Toundra illustrée à la figure 7 (Bartley et Matthews, 1969 ; De Vernal *et al.*, 1983 ; Drummond, 1965 ; Gajewski et Garralla, 1992 ; Gajewski *et al.*, 1993 ; Grayson, 1957 ; Lamb, 1985 ; Morrison, 1966, 1970 ; Richard, 1981 ; Richard *et al.*, 1989 ; Short, 1978a, 1978b ; Short et Nichols, 1977 ; Stravers, 1981). Sa superficie était alors double de l'actuelle. La quantité ou la proportion du pollen des arbres dans les spectres polliniques correspondant à 6000 ans BP indiquent l'absence des arbres aux environs des lacs et des tourbières étudiées. L'abondance et la forte proportion du pollen des arbustes, notamment celui de l'aulne crispé (*Alnus crispa*) ou des bouleaux arbustifs (principalement *Betula glandulosa*) dans la plupart des spectres des gisements étudiés permettent de reconstituer des paysages de Toundra arbustive dense dans l'ensemble du territoire attribué à la Toundra d'il y a 6000 ans.

Les concentrations ou les influx polliniques des arbustes atteignaient alors typiquement des valeurs au moins doubles ou triples des valeurs récentes. Les pourcentages de représentation de l'aulne crispé et du bouleau glanduleux variaient dans l'ensemble entre 10 et 60, comme les valeurs actuelles ; mais en un même site, les pourcentages polliniques de l'un ou l'autre taxon étaient, à 6000 ans BP, de 1,5 à 2 fois plus élevés qu'actuellement. Avec une représentation pollinique souvent plus importante des saules (*Salix* spp.) et une teneur en matière organique des sédiments le plus souvent maximale, ce sont des paysages arbustifs relativement luxuriants qui sont proposés pour cette époque, tant dans les régions de l'actuelle Toundra (Nunavik et monts Torngat) que pour les régions du Labrador central aujourd'hui occupées par la Taïga ou la Toundra forestière, au nord et au nord-ouest du lac Melville (fig. 3 et 7).

Les données ne permettent pas d'identifier clairement des différenciations spatiales dans l'expression palynologique de cette Toundra arbustive. La proportion du pollen du bouleau glanduleux et de l'aulne crispé peut varier grandement d'un site à un autre, mais sans tendance géographique nette. Il est toutefois probable que les endroits les plus exposés et les régions les plus rocheuses aient hébergé des toundras moins riches en arbustes, plus clairsemées.

La limite des arbres à l'époque des 6000 ans BP peut toutefois être assez bien circonscrite à l'échelle de la carte (fig. 7), en raison de l'abondance relative des diagrammes polliniques et des analyses macrofossiles dans cette tranche latitudinale du territoire (fig. 5).

#### La zone de Taïga

La Taïga de l'époque occupait déjà son emplacement moderne à l'ouest, le long du 77<sup>e</sup> méridien, près de la Mer de Tyrrell. Sa frontière méridionale adoptait aussi la position moderne sur tout son parcours, mais non pas sa limite septentrionale qui était alors régie par la présence des glaces jusqu'au centre du territoire (fig. 7). Dans le secteur oriental, la Taïga s'élargissait jusqu'au lac Melville, sans toutefois atteindre la mer. Elle y couvrait des terrains aujourd'hui dominés par les Pessières fermées (fig. 3). À remarquer l'appendice de Taïga qui s'insinue entre les deux masses de glace résiduelle dans la région de Scheferville, appendice dont la reconstitution cartographique est fondée sur les données de plusieurs sites (fig. 5).

Bien que plus étroite que l'actuelle, la Taïga d'alors était plus dense et plus diversifiée qu'actuellement. Les concentrations ou les influx polliniques des spectres de l'époque en font foi. Ceux des arbres sont aussi élevés ou plus élevés qu'actuellement et, dans les sites où l'analyse macrofossile fut effectuée, les macrorestes d'arbres sont présents (Despons, 1990 ; Richard *et al.*, 1982). Dans l'ensemble, les concentrations totales ou les influx totaux sont doubles des valeurs modernes, et souvent triples. La représentation des arbustes, particulièrement celle de l'aulne crispé est telle, que la reconstitution d'un couvert forestier fermé est exclue. On ne sait malheureusement rien de l'abondance des lichens dans le passé, leurs spores échappant à l'identification. Il est toutefois probable que les cladines, aujourd'hui caractéristiques du parterre de la Taïga, étaient alors beaucoup moins abondantes, le sol étant largement couvert par les buissons.

Il s'agissait donc d'une forêt ouverte dominée par l'épinette noire, à parterre essentiellement arbustif, très différente de la Pessière à cladines qui domine aujourd'hui la Taïga (fig. 3 ; tabl. I). Cette pessière ouverte hébergeait alors une grande variété d'essences qui, sans être totalement absentes du territoire, y sont aujourd'hui beaucoup plus dispersées. C'est le cas du mélèze laricin (*Larix laricina*) dans l'ensemble de la zone, des peupliers (*Populus*) surtout à l'ouest et de l'épinette blanche (*Picea glauca*) surtout à l'est. En outre, le sapin baumier (*Abies balsamea*) y était aussi plus fréquent que de nos jours, notamment au centre et à l'est du territoire (Engstrom, 1984 ; Engstrom et Hansen, 1985 ; Fitzhugh et Lamb, 1985 ; Jordan, 1975 ; Lamb, 1980 ; Richard *et al.*, 1982). Près du lac Melville, des sapinières à épinette blanche et aulne crispé abondaient sur les pentes dans ce paysage de basses montagnes. Dans l'ouest de la zone, le pin gris (*Pinus banksiana*), aujourd'hui manifeste en stations sèches, était alors absent (Richard, 1979a).

#### La zone des Pessières

C'est la zone la moins bien connue en raison de la rareté des diagrammes polliniques (fig. 5). Les données du sud-est du Labrador (Engstrom et Hansen, 1985 ; Jordan, 1975 ; Lamb, 1980) permettent néanmoins de conclure qu'il y a 6000 ans BP, des forêts conifériennes aussi denses que les forêts modernes s'étaient établies dans

l'arrière-pays et que la végétation côtière de la basse Côte-Nord était alors plus dense qu'actuellement. Les concentrations et les influx polliniques en font foi. En outre, l'épinette blanche (*Picea glauca*) et le sapin baumier (*Abies balsamea*) y étaient plus abondants que de nos jours. L'épinette noire (*Picea mariana*) était pour sa part moins répandue partout, en particulier sur les stations hydriques dont l'entourbement était alors beaucoup moins généralisé qu'actuellement (Lamb, 1980).

Dans la région de Sept-Îles (Mott, 1976) et le long du chemin de fer menant à Schefferville (King, 1986), les diagrammes polliniques révèlent aussi pour les 6000 ans BP l'existence de pessières assez semblables aux pessières noires modernes, avec une plus grande abondance du sapin baumier en moyenne Côte-Nord. C'est en se fondant sur ce dernier indice que la limite entre la zone des Pessières et celle des Sapinières fut placée au nord de la limite actuelle dans l'ensemble du territoire (fig. 7), à titre indicatif, dans l'attente de nouvelles données.

Des données inédites (Michel Bouchard, comm. pers.) indiquent l'existence d'une Taïga plus dense et plus variée qu'actuellement dans la région des monts Otish, mais c'est la Pessière fermée qui occupait les régions sises de part et d'autre du lac Mistassini. Au sud du lac, cette pessière hébergeait alors une légèrement plus grande proportion de bouleau blanc (*Betula papyrifera*) qu'actuellement (Garalla, 1991 ; Garalla et Gajewski, 1992). Là aussi, l'entourbement des terres basses devait être moindre que de nos jours, d'après les spectres polliniques (moindre représentation des spores de *Sphagnum* et d'*Isoetes*, et du pollen des *Éricacées*).

Dans l'ensemble de la zone des Pessières fermées, la flore arborescente d'il y a 6000 ans paraît avoir été la même que de nos jours. Le pin gris (*Pinus banksiana*) était sans doute alors aussi abondant qu'actuellement dans l'ouest de la zone, et ses populations s'établissaient progressivement vers le nord et le nord-est (Payette, 1993). À l'extrême sud-ouest, le pin blanc (*Pinus strobus*) a pu être déjà établi bien que sa présence 70 km au nord de son aire de peuplement actuelle ne soit attestée que vers 5000 ans BP (Liu, 1990 ; Terasmae et Anderson, 1970).

#### La zone des Sapinières

Il y a 6000 ans BP (fig. 7) comme de nos jours (fig. 3), les domaines des Sapinières correspondaient au Québec à la Forêt mixte, à un écotone entre des forêts essentiellement conifériennes et sempervirentes au nord, et des forêts majoritairement constituées d'essences feuillues et décidues au sud (Richard, 1993). La zone des Sapinières occupait alors sensiblement les mêmes territoires qu'actuellement et y était tout aussi variée, notamment dans la région montagneuse des Laurentides entre le lac Saint-Jean et la ville de Québec (fig. 1). Les diagrammes polliniques montrent en effet que vers 6000 ans BP, les pourcentages ou les influx polliniques d'*Abies balsamea* correspondent à peu près aux valeurs modernes dans l'ensemble de la zone attribuée aux Sapinières (fig. 7). Font exception les régions occidentales et orientales où ces valeurs sont moindres (Richard,

1993), mais néanmoins suffisantes pour conclure que le sapin baumier y constituait l'essence dominante, compte tenu de sa sous-représentation pollinique marquée (Richard, 1968, 1976).

Dans le nord et dans l'est de la Gaspésie, le bouleau blanc (*Betula papyrifera*) et le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) étaient alors plus abondants que de nos jours, respectivement sur les plateaux intérieurs et côtiers ; l'épinette noire (*Picea mariana*) constituait alors une essence compagne importante en Gaspésie centrale, comme aujourd'hui d'ailleurs. Dans le sud et l'ouest de la Gaspésie, dans les hautes terres du Bas-Saint-Laurent et, surtout, en Abitibi et au Témiscamingue, ce sont les pins (*Pinus banksiana* et *P. resinosa*), notamment le pin blanc (*Pinus strobus*), qui étaient alors plus abondants qu'actuellement. Ce dernier fut d'ailleurs aussi plus abondant qu'actuellement dans les basses Laurentides (particulièrement en Mauricie), dans la région occupée de nos jours par le domaine de la Sapinière à bouleau jaune (fig. 3 et 1). Rappelons toutefois que cette plus grande abondance du pin blanc était insuffisante pour évincer le sapin baumier au titre d'essence dominante. En se référant aux rares reliques de forêt vierge du Témiscamingue (Brown, 1974), on peut proposer que le pin blanc constituait à l'époque un étage de vétérans s'étalant de manière discontinue au-dessus de la voûte forestière formée majoritairement de sapins baumiers.

Sur les terres argileuses autour du lac Abitibi, le thuya de l'est (*Thuja occidentalis*) était un peu plus abondant que de nos jours au sein des sapinières, d'après les pourcentages polliniques (1-3 %), mais c'est entre 6000 et 3000 ans BP qu'il a dominé les paysages végétaux dans cette région (10-25 % des spectres polliniques) (Liu, 1982, 1990 ; Richard, 1979b). Par ailleurs, les populations disjointes d'érable à sucre (*Acer saccharum*) que l'on trouve en Sagamie étaient sans doute déjà présentes il y a 6000 ans BP. Au sud du lac Saint-Jean (fig. 1), dans la réserve de Couchepaganiche qui abrite aussi une population satellite de chêne rouge (*Quercus rubra*), l'abondance de l'érable à sucre paraît stable depuis au moins 8000 ans ; l'essence s'est régénérée sur place après feu, d'après la structure d'âge des populations et les charbons de bois sub-actuels et anciens (Réjean Gagnon, comm. pers.).

Le cœur des Laurentides orientales restait toutefois dominé par la Sapinière à bouleau blanc, ou par la Sapinière à épinette noire dans les régions de plus haute altitude, il y a 6000 ans BP. Dans les Grands Jardins et au mont Valin (fig. 1), des zones de taïgas arbustives à aulne crispé (*Alnus crispa*) plus étendues qu'actuellement persistaient (fig. 7), héritées d'une afforestation postglaciaire particulièrement lente dans ces régions (Richard, 1971, 1973a, 1975a).

Dans l'ensemble de la zone des Sapinières, l'épinette noire (*Picea mariana*) était alors moins abondante que de nos jours. Ce phénomène est attribué surtout à un entourbement moindre des terres basses en périphérie des lacs et, en général, à un moindre développement des tourbières à épinettes noires il y a 6000 ans BP.

## La zone des Érablières

Comme les Pessières et les Sapinières, les Érablières (à érable à sucre) étaient établies essentiellement sur le même territoire qu'elles occupent actuellement il y a 6000 ans. Contrairement à la Sagamie, certaines populations disjointes d'érable à sucre (*Acer saccharum*) se sont toutefois implantées plus tard au sein des Sapinières, vers 4700 ans BP (Labelle et Richard, 1984), sur la côte septentrionale gaspésienne. Dans l'immense majorité des diagrammes polliniques de la zone des Érablières (fig. 5), les pourcentages (1-8 %), et surtout les influx polliniques d'*Acer saccharum* sont aussi importants qu'actuellement dans les spectres datant de 6000 ans BP. Compte tenu de la représentation pollinique de l'essence (Richard, 1976), les paysages de l'époque étaient sans conteste dominés par l'érable à sucre.

Dans tous les sites, les spectres polliniques d'il y a 6000 ans se distinguent des spectres modernes par une moindre représentation de l'épinette noire (*Picea mariana*) et du sapin baumier (*Abies balsamea*). Comme pour l'épinette noire en zone des Sapinières, ce phénomène est attribué à une moindre abondance de ces deux essences sur les stations hydriques et, en particulier, à un moindre développement spatial des tourbières pour ce qui est de l'épinette noire. En Laurentie, la plupart des vastes tourbières qu'on y trouve aujourd'hui étaient alors des fens, la minérotrophie l'emportant sur l'ombrotrophie (Comtois, 1979, 1982 ; Lacroix, 1993 ; Laframboise, 1987 ; Larouche, 1979 ; Lavoie et al., 1995). Ces fens, herbacés ou colonisés par le mélèze (*Larix laricina*), se sont progressivement transformés en bogs plus ou moins envahis par l'épinette noire et les Éricacées. En outre, les tourbières se sont, depuis lors, grandement étendues sur les terres fermes sises en périphérie, cet entourage favorisant tantôt l'épinette noire, tantôt le sapin baumier ou le thuya. Dans les Appalaches, sur les hauteurs des montagnes frontalières, il est toutefois probable que l'épinette rouge (*Picea rubens*), aujourd'hui répandue au sein des Sapinières des stations sèches ou fraîches, ait été alors beaucoup moins abondante (Mott, 1977).

Autre différence majeure entre les spectres polliniques d'il y a 6000 ans BP et les spectres modernes : l'absence ou la très faible représentation du pollen du hêtre (*Fagus grandifolia*). Aujourd'hui abondant dans les domaines de l'Érablière à caryer et de l'Érablière à tilleul, ou dans les portions chaudes de l'Érablière à bouleau jaune (fig. 3), cet arbre constituait vers 6000 ans BP une essence extrêmement discrète (Bennett, 1985, 1988), voire absente des paysages végétaux du sud du Québec. Seul le site du mont Yamaska fait exception, la représentation pollinique de *Fagus* y atteignant 10 %. C'est peu après 6000 ans dans l'ouest, et jusque vers 4000 ans BP dans les régions orientales que les populations du hêtre ont connu un développement important, essentiellement en Laurentie, dans les basses Laurentides, et dans les régions appalachiennes piémontaises (fig. 1).

Parmi les taxons fortement représentés dans les diagrammes polliniques, c'est le couple *Betula-Pinus* qui est responsable des différences les plus manifestes entre les spectres polliniques d'il y a 6000 ans BP et les spectres actuels ou sub-actuels. Comme les bouleaux et les pins sont de grands producteurs de pollen et que leurs populations sont généralement sur-représentées polliniquement, les pourcentages polliniques élevés qu'ils atteignent parfois tendent à exagérer l'abondance réelle des populations de ces taxons au sein du couvert végétal (M.B. Davis, 1963 ; Richard, 1976). Compte tenu de cette remarque, les paysages végétaux de la zone des érablières connaissent il y a 6000 ans des populations plus abondantes de pin blanc (*Pinus strobus*) à peu près partout sur le territoire, surtout dans les régions collinéennes ou montagnardes et surtout dans l'ouest. En Laurentie, cette plus grande abondance du pin blanc à l'époque est moins marquée, sauf dans les régions sableuses. Ici encore, les populations de pin blanc ont dû simplement s'immiscer dans le couvert des érables à sucre, constituant, en surplomb, un étage de vétérans relativement épars.

Parmi les taxons moins bien représentés dans les diagrammes polliniques du sud du Québec, certains, comme *Quercus* (surtout le chêne rouge : *Q. rubra*) et *Tsuga canadensis* (la pruche de l'Est) sont aussi de grands producteurs de pollen. Leur représentation modeste dans les spectres polliniques d'il y a 6000 ans témoigne, comme aujourd'hui, de la relative rareté de leurs populations au sein du couvert végétal dans l'ensemble du territoire. La pruche était toutefois plus abondante qu'actuellement en Montérégie, en Estrie, et dans les Laurentides montréalaises ; les pourcentages polliniques de *Tsuga canadensis* y varient en effet de 12 à 15, contre 4 à 10 de nos jours. Ailleurs, les populations étaient éparées, surtout vers l'est. Elles ne se sont développées que par la suite, culminant généralement vers 5000 ans BP. Le chêne (rouge ?), au contraire, était plus abondant entre 8000 et 7000 ans BP au sein de paysages végétaux dominés par le sapin baumier puis par l'érable à sucre (Richard, 1993). Vers 6000 ans BP, il présentait encore des populations plus nombreuses qu'actuellement dans l'ensemble du sud-ouest du Québec. Ses pourcentages polliniques, actuellement entre 3 et 8, présentaient alors des valeurs sises entre 8 et 12.

D'autres taxons, les plus nombreux, produisent peu de pollen et leurs populations sont très généralement sous-représentées polliniquement. Il s'agit par exemple du tilleul (*Tilia americana*), du noyer cendré (*Juglans cinerea*), des caryers (*Carya ovata* et *C. cordiformis*) (tabl. I). Dans ces cas, même de faibles variations de leur représentation pollinique traduisent sans doute des fluctuations importantes dans la taille de leurs populations. Pour ces taxons, les spectres d'il y a 6000 ans BP diffèrent toutefois assez peu des spectres actuels dans l'ensemble de la zone des Érablières. Leur abondance dans le couvert végétal devait alors être assez semblable à l'actuelle.

Ainsi, au total, la composition arborescente de la zone des Érablières d'il y a 6000 ans BP se distingue de



l'actuelle par la rareté, voire l'absence du hêtre et par la plus grande abondance des chênes (le chêne rouge), de la pruche et, surtout, du pin blanc, particulièrement au sud-ouest du Québec. Les nombreuses autres essences caractérisant le sud et le sud-ouest du Québec (tabl. I) étaient sans doute pour la plupart présentes et ce, dans des proportions semblables à la part qu'elles occupent dans le couvert végétal moderne, ou d'avant les défrichements dans les zones agricoles.

#### LES DIFFÉRENCES PALÉOPHYTOGÉOGRAPHIQUES AUTOUR DE 6000 ANS

En considérant une fenêtre temporelle allant de 8000 ou 7000 ans BP à 5000 ou 4000 ans BP, l'examen des diagrammes polliniques révèle des changements importants dans la nature ou la composition du couvert végétal partout au Québec-Labrador (Ritchie, 1987 ; Richard, 1994). Ces changements furent engendrés par la déglaciation elle-même (fig. 6), qui a régi la disponibilité des terres pour les plantes ; ils furent aussi causés par l'établissement plus ou moins tardif ou le développement plus ou moins graduel des populations des diverses espèces, du sud au nord ou du sud-ouest au nord-est. La végétation de l'époque des 6000 ans BP s'inscrivait dans ces grands mouvements, sans solution de continuité, sans rupture à l'échelle de l'ensemble du territoire.

Toutefois, si on considère seulement le Québec méridional (Richard, 1994), 6000  $\pm$  500 ans BP constitua en quelque sorte une époque charnière entre une période antérieure de grands changements dans l'aire de peuplement ou l'abondance des diverses essences et une période postérieure durant laquelle ces changements sont dans l'ensemble beaucoup moindres. C'est en effet vers 6000 ans BP que les essences forestières caractérisant les domaines de végétation du sud du Québec établissaient à peu de chose près leur aire de peuplement moderne (fig. 3 et Richard, 1977). Dans la région des Grands Jardins et dans celle du mont Valin, 6000 ans BP correspond au passage de la Taïga à la Forêt, ce qui mit fin à l'afforestation dans ces massifs laurentidiens amphi-saguenayens.

D'autres changements survenus approximativement vers 6000 ans BP intervinrent, mais dans l'abondance des populations de certaines espèces d'arbres, cette fois. Ces changements ne s'appliquèrent toutefois jamais à toute leur aire de peuplement, du moins d'après les données polliniques. C'est le cas du chêne (rouge ?) au sud-ouest du Québec qui, abondant avant 6000 ans BP, vit décroître ses populations tandis qu'ailleurs, elles restèrent éparses et faibles comme auparavant. Pour une charnière à durée plus étendue, 6000 ans BP marque aussi le passage de populations abondantes du pin blanc (*Pinus strobus*) à celles de la pruche (*Tsuga canadensis*).

Au lac Kénogami, au sud-est du lac Saint-Jean (fig. 1), la représentation pollinique de l'orme d'Amérique (*Ulmus americana*) passa, vers 6000 ans BP, de 0,5 à 6 % (Richard, 1973a). Au mont Yamaska, en Montérégie laurentienne (fig. 1), 6000 ans BP fut aussi une époque

charnière pour le noyer cendré (*Juglans cinerea*) et pour le tilleul d'Amérique (*Tilia americana*). La représentation pollinique ordinairement faible du noyer cendré grimpa alors de 0,2 à 8 % et des valeurs fortes se maintinrent entre 6000 et 2000 ans BP (Gauthier, 1981). Avec des valeurs moindres (0,5-1 %), le tilleul suivit la même évolution que le noyer cendré. Au lac Turcotte (Labelle et Richard, 1984), en Gaspésie septentrionale, un changement assez net correspondant à une diminution des populations de l'orme d'Amérique (*Ulmus americana*) et du frêne noir (*Fraxinus nigra*) survint vers 6000 ans BP ; pour l'orme, cette réaction est ici l'inverse de celle notée au lac Kénogami.

En Abitibi, nous l'avons vu, le thuya de l'Est (*Thuja occidentalis*) présentait des populations beaucoup plus abondantes qu'auparavant ou que par la suite, entre 6000 et 3500 ans BP (Liu, 1982, 1990 ; Richard, 1979b). Dans cette région, ce fut une période durant laquelle les charbons microscopiques furent moins abondants dans les sédiments lacustres, indiquant une incidence moindre des feux naturels. En Abitibi et au Témiscamingue (fig. 1), l'incidence accrue des feux depuis 4000 ans BP a favorisé l'expansion néoglaciale progressive des populations du pin gris (*Pinus banksiana*) vers le nord et le nord-est. Dans l'ensemble des zones des Sapinières et des Érablières (fig. 7), l'if du Canada (*Taxus canadensis*) a par ailleurs constitué des populations arbustives éminemment plus denses et étendues qu'actuellement entre 7000 et 4000 ans avant l'actuel, grossièrement à cheval, donc, sur l'époque des 6000 ans BP. Il est probable que des intervalles de feux très longs aient favorisé l'accroissement des populations de l'if (De Grandpré *et al.*, 1993).

Bien que la durée de la période charnière soit beaucoup plus étendue, le passage des tourbières du type fen au type bog survint aussi généralement autour de 6000 ans BP, comme l'entourbement des terres franches sises en périphérie de ces écosystèmes.

#### IMPLICATIONS CLIMATIQUES DES RECONSTITUTIONS PHYTOGÉOGRAPHIQUES

Quel était le climat du Québec-Labrador à 6000 ans BP ? Quelles conclusions d'ordre climatique est-il possible de tirer de la reconstitution du couvert végétal (fig. 7) de cette époque ? Quelle est la forme des gradients ou des champs climatiques d'alors ? Quelles sont les interactions des masses d'air susceptibles de les avoir produits ? Ces questions seront examinées pour chacune des cinq zones de végétation reconstituées.

##### La Toundra et la limite des arbres

Le climat en périphérie des glaces ungaviennes devait être plus clément que de nos jours. En effet, la végétation y était alors dominée par des buissons de grande taille (tel l'aulne crispé) qui sont relativement rares aujourd'hui, même dans les secteurs méridionaux de la Toundra où ils occupent surtout les creux du terrain et les abords des lacs et des cours d'eau. Dans la région des monts Torngat (fig. 1), la végétation paraît aussi avoir été alors plus luxuriante



qu'actuellement. Ces traits peuvent en partie résulter de conditions pédologiques plus favorables à l'extension des arbustiaies plus haut sur les pentes, à l'époque, mais il reste que les conditions climatiques d'ensemble devaient être plus clémentes qu'actuellement durant l'été, et que le couvert nival, déterminant dans la toundra, devait être suffisamment épais pour protéger ces plantes du gel durant l'hiver.

L'emplacement de la limite des arbres à l'ouest et au centre du territoire (fig. 7) ne peut pas servir d'indicateur climatique, car cette limite y est régie par la présence des glaces résiduelles. Toutefois, la vaste zone de Toundra arbustive qui s'étendait à l'époque bien au sud de la Toundra actuelle, à l'est des glaciers d'alors, y traduit sans doute une influence climatique plus nette.

En effet, en retrait de la côte labradoréenne, les terres ont été libérées des glaces relativement tôt (fig. 6) et la colonisation par les arbres est attestée depuis au moins 8000 ans BP au sud-est du Labrador (Engstrom et Hansen, 1985 ; Lamb, 1980). Dans l'hypothèse d'un contexte climatique plus clément qui aurait agi uniformément sur l'ensemble de la péninsule vers 6000 ans BP, on s'attendrait normalement à ce que les arbres se soient alors déjà lancés à la conquête des terres du Labrador central. Les reconstitutions phytogéographiques montrent que ça n'était pas le cas. Même le géolittoral au sud-est du lac Melville (fig. 1) était encore occupé par cette Toundra arbustive jusqu'aux environs du 53° de latitude Nord (fig. 7). En l'absence de barrières géographiques et compte tenu de la présence des arbres au sud, une cause climatique s'impose pour rendre compte du phénomène.

À titre d'hypothèse, le maintien d'une Toundra arbustive dans presque toute la zone actuellement couverte par la Toundra forestière et la Taïga au Labrador (fig. 3) résulterait de conditions climatiques estivales relativement froides y limitant l'implantation des arbres et ce, en raison de la présence de glaces à l'ouest, mais surtout à cause de l'effet des eaux froides de la mer du Labrador sur le climat de la région. De Vernal et Hillaire-Marcel (1987) ont d'ailleurs montré que les eaux de surface du courant du Labrador n'ont acquis leur caractère « interglaciaire » que vers 3700 ans BP aux alentours du 57° de latitude Nord. Cela correspond aussi à l'époque de la plus grande abondance des arbres dans la Toundra forestière labradoréenne (Short, 1978b). Le climat de la façade maritime du Canada paraît avoir été régi surtout par la température des eaux marines (Macpherson, 1995).

Quoi qu'il en soit, l'emplacement de la limite des arbres à l'est du territoire (fig. 7) semble pouvoir servir d'indicateur climatique fiable. Il correspondrait à cet endroit à un isotherme du mois le plus chaud (juillet ?) de l'ordre de 10°C.

Si on accepte cette reconstitution phytoclimatique, il faut alors rejeter les reconstitutions des températures estivales de Clark *et al.* (1989) fondées sur une fonction de transfert pollen-climat qui, dans la partie méridionale des monts Torngat (fig. 1), livre des valeurs de l'ordre de 13°C pour l'époque des 6000 ans BP. Le site étant localisé à près de

500 km au nord-ouest de la limite climatique des arbres dont nous avons établi la position d'alors au lac Melville, ces résultats sont incompatibles avec les nôtres. D'ailleurs, cette fonction de transfert surestime les températures modernes de juillet de 1 à 3°C selon les propres données de Clark *et al.* (1989), et sans doute de près de 5°C d'après les données climatiques connues pour la région.

Avec une correction de 4°C, cette fonction de transfert pollen-climat fondée essentiellement sur la représentation d'*Alnus crispa* (Clark *et al.*, 1989), indiquerait que la température moyenne du mois le plus chaud s'établissait entre 8 et 9°C dans la plus grande partie de la zone occupée par la Toundra arbustive il y a 6000 ans BP. C'est à peine 1°C de plus que dans la Toundra québécoise ou labradoréenne actuelle, et probablement assez près de la vérité.

#### La zone de Taïga

Il y a 6000 ans BP, la Taïga occupait des terres jeunes, libérées des glaces depuis quelques siècles à l'ouest, ou depuis 2000 ans à peine ailleurs, sauf à proximité du lac Melville. Malgré une plus grande abondance du sapin baumier au sein de cette forêt ouverte, il ne faut pas étendre à la Taïga de l'époque le climat des Sapinières modernes. La plus grande richesse des sols en éléments nutritifs et la disponibilité accrue des nitrates assurée par la litière de l'aulne crispé peuvent en effet avoir joué alors sur l'abondance du sapin baumier. Par ailleurs, la présence de l'essence parmi les arbres colonisateurs, non loin des glaces, prêche en faveur d'un climat relativement clément par rapport à celui qui a limité l'expansion postglaciaire de l'espèce vers le nord, au Québec méridional, avant 10 000 à 7000 ans BP selon les régions (Richard, 1993).

Un climat estival plus humide qu'actuellement et une moindre incidence des feux pourraient être responsables de la plus grande abondance du sapin baumier dans la Taïga d'il y a 6000 ans, notamment dans l'est de la zone (Engstrom et Hansen, 1985 ; Lamb, 1980). De telles conditions rendraient aussi compte d'un moindre développement des parterres de lichens, que les feux paraissent aujourd'hui favoriser (Gagnon et Payette, 1985).

Quant à la température, la plus grande densité de la couverture arborescente dans la partie méridionale de la zone de Taïga reflète sans doute des conditions estivales légèrement plus chaudes qu'actuellement, du moins au centre et à l'ouest de la zone. À l'est, c'est une Taïga à sapin baumier qui occupait alors les terrains aujourd'hui couverts par la Pessière, dans la région occidentale du lac Melville (fig. 3 et 7). Ainsi, ce sont sans doute des étés plus froids qu'actuellement, sous l'influence de la mer du Labrador, que connaissait alors la façade orientale du Bouclier canadien.

#### La zone des Pessières

La plus grande abondance du sapin baumier en moyenne Côte-Nord (King, 1986 ; Mott, 1976), celle de l'épinette blanche dans l'arrière pays de la basse Côte-Nord (Engstrom et Hansen, 1985 ; Lamb, 1980), et la plus grande densité

des forêts sur le géolittoral de la basse Côte-Nord près du détroit de Belle-Isle (Lamb, 1980) reflètent probablement un climat plus chaud et plus humide que l'actuel dans la partie orientale de cette zone de végétation. Au sud du lac Mistassini, la plus grande abondance du bouleau blanc au sein des Pessières traduit sans doute aussi un climat plus chaud, d'après le point ombrothermique moyen de l'essence (fig. 4b). L'extension septentrionale de l'aire de peuplement du pin blanc (*Pinus strobus*) dans la zone des Pessières indique aussi l'existence d'un climat plus clément qu'actuellement.

#### La zone des Sapinières

Les implications climatiques des reconstitutions du couvert végétal en zone des Sapinières sont équivoques. L'existence de populations disjointes de l'érable à sucre (*Acer saccharum*) et du chêne rouge (*Quercus rubra*) près du lac Saint-Jean depuis au moins 8000 ans BP, malgré qu'il s'agisse de deux essences relativement thermophiles pour la région, ne peut y traduire l'existence d'un climat très différent du climat actuel. En tout état de cause, ces taxons ne paraissent pas avoir réagi à d'éventuelles fluctuations climatiques dans cette région, durant l'Holocène. Seules l'implantation encore timide du thuya de l'Est (*Thuja occidentalis*) en Abitibi et celle, plus importante, du pin blanc (*Pinus strobus*) dans les régions méridionales prêchent en faveur de l'existence d'un climat estival plus clément en zone des Sapinières. Toutefois, pour le thuya, il peut s'agir d'une réponse à l'instauration graduelle d'un régime de feux moins fréquents ayant favorisé ses populations.

Par ailleurs, la persistance de zones de forêts ouvertes (taïgas) au mont Valin et au cœur des Laurentides québécoises (fig. 1 et 7) traduit sans doute le maintien de conditions froides dans ces massifs montagneux jusque vers 6000 ans BP. La taïga subalpine occupant le plateau des monts McGerrigle, en Gaspésie, se densifie alors progressivement jusque vers 4500 ans BP, par suite d'un démantèlement important de la sylvie survenu entre 8000 et 7500 ans BP.

#### La zone des Érablières

Ici encore, les implications climatiques des reconstitutions de la végétation sont équivoques. Comme dans la zone des Sapinières, les essences les plus thermophiles de la zone des Érablières (tabl. I) montrent peu de différences dans leur abondance il y a 6000 ans BP, par rapport à l'actuel. La plus grande abondance du pin blanc (*Pinus strobus*) et, dans une moindre mesure, celle du chêne (rouge ?) (*Quercus rubra* ?) pourraient néanmoins traduire l'existence d'un climat estival plus clément qu'actuellement au Québec méridional.

#### LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES VERS 6000 ANS BP

Les différences paléophytogéographiques observées vers 6000 ans BP sont attribuables à la dynamique postglaciaire

de l'établissement et du développement plus ou moins graduel des populations arborescentes sur le territoire. La part du climat sur cette dynamique est difficile à évaluer, d'autres facteurs ayant pu jouer tout aussi efficacement.

À titre d'hypothèse, 6000  $\pm$  500 ans BP pourrait constituer pour le climat du sud du Québec une période transitoire entre des conditions antérieures généralement plus froides et plus sèches, et des conditions postérieures plus chaudes et plus humides, du moins jusque vers 4000-3500 ans BP. Le climat entre 6000 et 4000 ans BP aurait ainsi été défavorable aux feux de forêt. L'incidence de ces feux est d'ailleurs manifestement moindre dans la plupart des 42 sites dont les sédiments ont été examinés pour leur contenu en charbons de bois microscopiques (fig. 5). Le climat aurait par contre été favorable au développement des populations du noyer cendré (*Juglans cinerea*) et du tilleul d'Amérique (*Tilia americana*) en Montérégie, et de la pruche de l'Est (*Tsuga canadensis*) dans l'ouest de la Laurentie, des basses Laurentides, et des Appalaches (fig. 7). Le climat aurait permis au pin blanc (*Pinus strobus*) d'étendre son aire de peuplement au nord de sa limite actuelle vers 5000 ans BP.

En Abitibi, c'est aussi à un climat plus chaud, mais plus sec, que Liu (1990) attribue le développement des populations du thuya de l'Est entre 6000 et 3500 ans BP. Des conditions sèches auraient, selon cet auteur, permis au thuya d'augmenter ses populations et sa représentation pollinique en colonisant les zones auparavant trop humides, à la suite d'une baisse du niveau de la nappe phréatique. Toutefois, à la lumière des données du lac Yelle (Richard, 1980), dont les berges sont partout rocheuses, il est plus probable que ç'ait été une moindre incidence des feux en climat plus humide qui ait déclenché la multiplication des populations du thuya.

D'après Comtois (1982), les populations de deux essences parmi les plus thermophiles de la Laurentie (le caryer ovale : *Carya ovata*, et le chataigner : *Castanea dentata*) ne se seraient développées que depuis 4300 ans BP au lac Romer, dans la région de Lanoraie, sur les rives du Saint-Laurent. L'expansion des populations de ces deux espèces fait suite au déclin de la pruche survenu vers 4800 ans BP dans cette région, déclin attribué à un agent pathogène (M.B. Davis, 1981). Elles pourraient avoir tiré avantage de cette situation pour établir et multiplier de nouvelles populations en Laurentie centrale. Elles pourraient aussi avoir profité d'un réchauffement climatique qui serait survenu vers 3500 ans BP, d'après la géochimie isotopique de l'oxygène de la cellulose des sédiments tourbeux à Lanoraie (Comtois, 1982). Toutefois, ce réchauffement correspond aussi au passage de la tourbière d'un fen à un bog, changement hydrologique qui pourrait avoir influencé la composition isotopique de l'oxygène de l'eau indépendamment d'un quelconque changement climatique.

Quoi qu'il en soit, les changements climatiques survenus vers 6000 ans BP qui peuvent être déduits des variations du couvert végétal ne sont pas symétriques à l'échelle de l'Holocène moyen. Il n'y a aucun indice

appuyant l'hypothèse que 6000 ans BP ait constitué un quelconque optimum climatique ou l'acmé d'une période mégathermique. Cette asymétrie, de part et d'autre de l'époque des 6000 ans BP, est implicite dans la carte paléophytogéographique (fig. 7) en raison des glaces résiduelles. Elle correspond en outre à l'asymétrie dans la radiation solaire incidente pour nos latitudes, les contrastes saisonniers diminuant sans cesse depuis 11 000 ans (Kutzbach et Guetter, 1986).

Pour expliquer l'augmentation simultanée de la représentation pollinique de *Picea* (essence rigophile) et de *Fagus* (essence thermophile) au Québec méridional durant le Néoglaciale, Webb (1986) a proposé que *Picea* (l'épinette noire) ait réagi à la diminution de la radiation solaire estivale entraînant des étés plus frais, tandis que *Fagus* (le hêtre) aurait été favorisé par l'augmentation de la radiation solaire hivernale causant des hivers plus doux. Durant la même période, cette réaction commune de deux espèces à bioclimat annuel contrasté aurait pu se conjuguer à l'entournement progressif et continu des bas terrains permettant l'extension des populations de l'épinette noire, l'accumulation de la tourbe étant favorisée par l'accroissement des précipitations et, sans doute, par la diminution de la chaleur estivale.

On le voit, la part respective du climat et des autres facteurs sur la dynamique des populations végétales est difficile à évaluer.

#### LES GRADIENTS CLIMATIQUES GÉNÉRAUX IL Y A 6000 ANS BP

La carte des formations végétales et des grands domaines de végétation du Québec-Labrador il y a 6000 ans BP implique que le gradient latitudinal des températures estivales était à l'époque plus accentué que de nos jours. L'accentuation de ce gradient thermique était engendrée par la présence des glaces résiduelles au cœur du Nunavik et du Plateau laurentien, et par des températures estivales avoisinant peut-être les 22°C au sud-ouest du Québec. Aux environs du 53° de latitude, le champ thermique estival présentait la plus grande chute de température, surtout du centre vers l'est (fig. 7).

Les systèmes dépressionnaires de la circulation atmosphérique zonale devaient en outre être déviés au contact de la zone d'influence glaciaire, et entraîner des précipitations importantes au sud du Québec. Les glaces étaient toutefois alors trop peu étendues pour générer de puissants centres de haute pression ou des vents catabatiques froids et secs qui auraient créé une zone de climat périglaciaire le long de leur marge méridionale. Elles ont dû néanmoins exercer un effet modérateur sur les masses d'air à circulation zonale qui pouvaient parfois les traverser et ce, en les refroidissant. Entre les glaces et la mer du Labrador, le gradient thermique estival était alors extrêmement faible.

## DISCUSSION ET CONCLUSION

### LA ZONATION DE LA VÉGÉTATION ET DU CLIMAT IL Y A 6000 ANS BP

Les reconstitutions paléophytogéographiques indiquent que les zones de végétation du Québec méridional correspondaient sensiblement à leur emplacement moderne il y a 6000 ans BP. Or, pour l'est de l'Ontario, Liu (1982, 1990) propose que l'écotone entre la Forêt boréale et la Forêt des Grands Lacs et du Saint-Laurent (la Forêt mixte) ait alors été situé à environ 140 km au nord de sa position actuelle. Cette disparité tient à la définition des zones de végétation et à la méthode utilisée pour établir leur signature pollinique et pour détecter leurs mouvements.

Dans le sud-est de l'Ontario, vers 7400 ans BP, c'est l'implantation et le développement des populations du pin blanc et de la pruche de l'Est qui, selon Liu (1990), transformèrent la Forêt boréale en Forêt mixte au sud-ouest du lac Abitibi (fig. 1). La migration du pin blanc vers le nord s'est poursuivie entre 7000 et 3000 ans BP, y entraînant la migration de l'écotone Forêt boréale / Forêt mixte jusqu'à 240 km au nord de sa position initiale, toujours selon Liu. Le refroidissement néoglaciale, depuis 4000 ans BP, aurait aussi engendré un retrait de l'écotone de près de 100 km vers le sud. La reconstitution automatique des mouvements de cet écotone par Liu, à partir des données polliniques, est fortement liée à l'abondance du pollen du pin blanc. L'auteur mentionne d'ailleurs que les autres essences de la Forêt des Grands Lacs et du Saint-Laurent n'ont pas accompagné le pin blanc dans son mouvement vers le nord ni dans son retrait vers le sud. Sans nier la signification climatique des mouvements holocènes de la limite de l'aire de peuplement du pin blanc (*Pinus strobus*), il paraît hasardeux de leur associer *de facto* ceux de l'ensemble d'une zone de végétation.

Cette confrontation de résultats montre, selon nous, l'importance de reconstituer la nature et la composition du couvert végétal et de lui subordonner les reconstitutions climatiques. Sauf peut-être pour la limite septentrionale des arbres, les limites des zones de la végétation actuelle ne sauraient être associées étroitement à des conditions climatiques (fig. 4a). Il nous paraît illusoire de chercher à suivre l'évolution temporelle des unes par l'histoire postglaciaire des autres.

De nos jours, il serait proprement ridicule de dresser des cartes climatiques mondiales à partir de la répartition de la végétation, puisque des mesures physiques directes (stations météorologiques) et indirectes (par télédétection) sont disponibles pour toute la planète. Pourtant, il n'y a pas si longtemps, seule la distribution de la végétation permettait l'extrapolation spatiale, géographique, des mesures météorologiques ponctuelles. Ces cartes étaient fondées sur des prémisses par force hypothétiques établissant une relation végétation-climat (Tuhkanen, 1980, 1984). Dans les reconstitutions paléoenvironnementales, il faudra aussi tendre à reconstituer le climat indépendamment des reconstitutions du couvert végétal. La mise en œuvre de méthodes



paléoclimatiques nouvelles, telle l'analyse des Chironomides (Walker *et al.*, 1991), la géochimie isotopique des sédiments lacustres (Edwards et McAndrews, 1989) et la reconstitution des variations des niveaux lacustres par l'analyse des diatomées et l'analyse macrofossile (Harrison et Digerfeldt, 1993) devrait permettre d'atteindre cet objectif. Cela permettra sans doute des reconstitutions climatiques plus fines et, surtout, d'étudier les réactions des plantes aux variations du climat.

#### L'OBJECTIVITÉ DES RECONSTITUTIONS PHYTOGÉOGRAPHIQUES ET LES QUESTIONS D'ÉCHELLE

Cet essai visait la reconstitution de la dominance, au sein de la végétation, des divers taxons représentés par leur pollen, non des dominances polliniques au sein d'un univers pollenanalytique (Fægri et Iversen, 1964, p. 99 ; Janssen et Birks, 1994). Il fait une large part à l'interprétation, mais il permet de reconstituer le couvert végétal, afin d'en déduire les conditions physiques des surfaces comme l'albédo et l'évapotranspiration. Son objectif ultime est de distinguer entre la dynamique intrinsèque de la végétation et celle régie par le climat.

Fulton (1993), abordant la question de l'interprétation climatique des données paléoécologiques ponctuelles, propose que les critères suivants soient respectés pour que les cartes paléogéographiques soient valables, acceptées, et utilisables par d'autres chercheurs : 1) objectivité et reproductibilité des résultats, indépendamment des auteurs ; 2) possibilité de reproduire l'image écologique moderne à partir de données indirectes modernes de même nature que les données anciennes ; 3) des paramètres climatiques doivent pouvoir être attribués aux régions paléogéographiques ; 4) les procédures doivent être quantitatives afin d'assurer objectivité et reproductibilité.

Aucun de ces critères ne fut respecté dans la présente reconstitution du couvert végétal du Québec-Labrador d'il y a 6000 ans BP. Pourtant, nous croyons que la carte obtenue (fig. 7) est plus précise que celles qui auraient pu ou qui pourront être construites à partir du pollen par les méthodes quantitatives existantes (fig. 2 et texte), même en se satisfaisant d'une échelle très petite, celle des grandes formations végétales : Toundra, Forêt boréale fermée, Forêt mixte et Forêt décidue.

Par exemple, la reconstitution de la Taïga à parterre arbustif constituant la limite septentrionale des arbres il y a 6000 ans BP au Québec et au Labrador s'appuie sur l'interprétation de spectres qui n'ont pas d'équivalent parmi ceux produits par la végétation actuelle. C'est entre autres sur ce point que notre carte diffère de celle de Jetté (1993) ; en effet, cette auteure propose, entre la forêt coniférienne fermée (la Pessière) et la toundra, l'existence vers 6000 ans BP de zones de végétation arborescente progressivement ouverte correspondant à la Taïga et à la Toundra forestière actuelles. Au Québec-Labrador, la Toundra forestière n'existait alors pas et la Taïga y était vraisemblablement dépourvue de la couverture de lichens qui la caractérise aujourd'hui.

Nous espérons avoir montré ici l'intérêt d'une reconstitution de la végétation fondée sur la prise en compte des divers processus impliqués dans la représentation pollinique des populations végétales. Nous avons souligné le caractère souvent équivoque des implications climatiques des reconstitutions phytogéographiques. Nous avons démontré, au moins dans le cas des monts Torngat (Clark *et al.*, 1989), le danger d'une reconstitution automatique du climat par les fonctions de transfert. Nos procédures de reconstitution gagneraient toutefois sans doute à être, dans l'avenir, intégrées formellement dans un système expert, tant pour le climat que pour la végétation.

L'échelle de la carte illustrant la végétation d'il y a 6000 ans BP au Québec-Labrador est sans doute trop grande et l'information, trop détaillée par rapport à la résolution spatiale des cartes climatiques produites par les modèles de la circulation atmosphérique et océanique planétaire. Le projet BIOME 6000 (PAGES, 1994) utilisera un modèle végétation-climat (Biome II, Prentice *et al.*, 1992) pour produire des cartes des formations végétales à partir des résultats des simulations climatiques ou des cartes climatiques à partir des données polliniques. Les particularités floristiques de chaque région du globe seront prises en compte par l'utilisation d'un nombre limité de types fonctionnels de plantes (fig. 2) ; les cartes des biomes seront ainsi produites à une échelle absolument compatible avec la résolution spatiale des simulations climatiques.

En raison de son caractère plus détaillé, la carte de la figure 7 permettra d'évaluer les reconstitutions automatiques de la végétation prévues par le projet BIOME 6000. Elle pourra plus tard être confrontée aux reconstitutions ou simulations climatiques effectuées par des modèles régionaux de la circulation atmosphérique (Caya *et al.*, 1994), modèles qui prendront alors en ligne de compte plus intimement les effets dus au relief changeant et aux propriétés variables des surfaces sur les territoires étudiés.

Le projet international de comparaison des simulations climatiques livrées par les divers modèles de la circulation atmosphérique (et océanique) planétaire (PMIP : Paleoclimate Modelling Intercomparison Project) vise à améliorer leur pouvoir de prévision des climats. Certains aspects de la modélisation, notamment la paramétrisation de ceux des processus physiques qui agissent à des échelles si détaillées qu'ils ne peuvent être pris en compte directement par les modèles (microphysique des nuages, cycle hydrologique, etc. ; Peltier, 1993), sont sans doute responsables des écarts constatés entre les résultats des meilleurs modèles. Un des tests de la justesse de ces modèles consistera à comparer leur capacité à générer des conditions climatiques compatibles avec l'état de la végétation à 6000 ans BP et compatibles avec les conditions climatiques indépendantes pouvant être déduites quantitativement à partir des données paléoécologiques (Telka, 1993). Inversement, une définition aussi précise que possible des conditions de surface du domaine continental (paléogéographie, rugosité, albédo, pouvoir évaporant, échanges gazeux) il y a 6000 ans BP permettra de fixer des conditions-limites appropriées pour les modèles climatiques, tant à



l'échelle régionale que continentale. La reconstitution, non seulement du climat, mais bien du couvert végétal en tant que tel, par l'analyse pollinique, jouera donc un rôle essentiel dans cette dernière perspective.

## REMERCIEMENTS

Je remercie chaleureusement M<sup>me</sup> Hélène Jetté, sans qui cet essai n'aurait sans doute jamais vu le jour. Ma reconnaissance va aussi à M<sup>me</sup> Joyce Macpherson de l'université Memorial de Terre-Neuve, dont les commentaires judicieux ont permis l'amélioration de ce texte. Tous les membres actuels et passés du laboratoire Jacques-Rousseau ont contribué à l'acquisition des résultats et à la constitution de la Base de données polliniques et macrofossiles du Québec qui est entièrement informatisée, grâce à M. Alayn C. Larouche. Les recherches ont été financées par le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada et par le Fonds pour la Formation de chercheur et l'avancement de la recherche du Québec.

## RÉFÉRENCES

- Anderson, T.W., 1985. Late-Quaternary pollen records from eastern Ontario, Québec, and Atlantic Canada, p. 281-326. In V.M. Bryant, Jr. et R.G. Holloway, édit., Pollen records of late-Quaternary North American sediments. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 426 p.
- Anderson, P.M., Bartlein, P.J., Brubaker, L.B., Gajewski, K. et Ritchie, J.C., 1991. Vegetation-pollen-climate relationships for the Arcto-Boreal region of North America and Greenland. *Journal of Biogeography*, 18 : 565-582.
- Bartlein, P.J., Prentice, I.C. et Webb III, T., 1986. Climate response surfaces from pollen data for some eastern North American taxa. *Journal of Biogeography*, 13 : 35-57.
- Bartley, D. D. et Matthews, B., 1969. A palaeobotanical investigation of postglacial deposits in the Suglac area of northern Ungava (Québec, Canada). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 9 : 45-61.
- Bennett, K.D., 1985. The spread of *Fagus grandifolia* across eastern North America during the last 18 000 years. *Journal of Biogeography*, 12 : 147-164.
- 1988. Holocene geographic spread and population expansion of *Fagus grandifolia* in Ontario, Canada. *Journal of Ecology*, 76 : 547-557.
- Bernabo, J.C. et Webb III, T., 1977. Changing patterns in the Holocene pollen record of northeastern North America: A mapped survey. *Quaternary Research*, 8 (1) : 64-96.
- Birks, H.J.B., 1981. The use of pollen analysis in the reconstruction of past climates: A review, p. 111-138. In T.M.L. Wigley, M.J. Ingram et G. Farmer, édit., Climate and History Cambridge University Press, New York.
- Birks, H.J.B. et Birks, H.H., 1980. Quaternary Palaeoecology. Edward Arnold, London, 289 p.
- Box, E.O., 1981. Macroclimate and plant forms: An introduction to predictive modelling in phytogeography. Junk, The Hague.
- Bowman, P.W., 1931. Study of a peat bog near the Matamek River, Québec, by the method of pollen analysis. *Ecology*, 12 : 694-708.
- Brown, J.-L., 1974. Étude écologique et photo-interprétation des forêts du Témiscamingue. Mémoire de M.Sc., Faculté de foresterie et de géodésie, Université Laval, 394 p.
- Bryson, R.A. et Hare, F.K., 1974. The climates of North America, p. 1-47. In R.A. Bryson et F.K. Hare, édit., Climates of North America. World survey of climatology, Vol. 11, Elsevier Scientific Publishing, New York.
- Caya, D., Goyette, S. et Laprise, R., 1994. La modélisation du climat — du global au régional. *Interface*, 15 (1) : 15-25.
- Chabot, D. et Ménard, M., 1978. Analyse pollinique d'une tourbière de la Forêt de Beauséjour, Comté de Lévis, Québec. Mémoire de fin d'études, Faculté de foresterie et de géodésie, Université Laval, Québec, 57 p.
- Clark, P.U., Short, S.K., Williams, K.M. et Andrews, J.T., 1989. Late Quaternary chronology and paleoenvironments of Square Lake, Torngat Mountains, Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26 : 2130-2144.
- COHMAP members, 1988. Climatic changes of the last 18 000 years: Observations and model simulations. *Science*, 241 : 1043-1052.
- Comtois, P., 1979. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie, Québec. Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Montréal, 229 p.
- 1982. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19 (10) : 1938-1952.
- Davis, M.B., 1963. On the theory of pollen analysis. *American Journal of Science*, 261 : 897-912.
- 1976. Pleistocene biogeography of temperate deciduous forests. *Geoscience and Man*, 24 (13) : 13-26.
- 1978. Climatic interpretation of pollen in Quaternary sediments, p. 35-51. In D. Walker et J.C. Guppy, édit., Biology and Quaternary Environments, Australian Academy of Science, Canberra City, 264 p.
- 1981. Outbreak of forest pathogens in Quaternary history. *Proceedings of the 4th International Conference on Palynology*, 1976, Lucknow, India, 3 : 216-227.
- 1984. Climatic instability, time lags, and community disequilibrium, p. 269-285. In J. Diamond et T.J. Case, édit., Community Ecology. Harper & Row, New York.
- (édit.), 1986. Vegetation — Climate equilibrium. *Vegetatio*, Special issue, 67 (2) : 64-141.
- 1990. Biology and Paleobiology of Global Climate Change: Introduction. *Ecology and Evolution*, 5 (9) : 269-270.
- Davis, R.B., Bradstreet, T.E., Stuckenrath, R., Jr. et Borns, H.W., Jr., 1975. Vegetation and associated environments during the past 14 000 years near Moulton Pond, Maine. *Quaternary Research*, 5(3) : 435-465.
- De Grandpré, L., Gagnon, D. et Bergeron, Y., 1993. Changes in the understory of Canadian southern boreal forest after fire. *Journal of Vegetation Science*, 4 : 803-810.
- De Vernal, A., Guiot, J. et Turon, J.-L., 1993. Late and Postglacial paleoenvironments of the Gulf of St. Lawrence: Marine and terrestrial palynological evidence. *Géographie physique et Quaternaire*, 47 : 167-180.
- De Vernal, A. et Hillaire-Marcel, C., 1987. Paleoenvironments along the eastern Laurentide Ice Sheet margin and timing of the last ice maximum and retreat. *Géographie physique et Quaternaire*, 41 : 265-277.
- De Vernal, A., Mathieu, C. et Gangloff, P., 1983. Analyse stratigraphique d'un lobe de gélifluxion des Torngat centrales. *Géographie physique et Quaternaire*, 37 : 205-210.
- Delcourt, P.A. et Delcourt, H.R., 1987. Long-term forest dynamics of the temperate zone. A case study of Late-Quaternary forests in Eastern North America. *Ecological Studies*, 63, Springer-Verlag, New York, 439 p.
- Delcourt, P.A., Delcourt, H.R. et Webb III, T., 1984. Atlas of Mapped Distributions of Dominance and Modern Pollen Percentages for Important Tree Taxa of Eastern North America. American Association of Stratigraphic Palynologists (AASP), Contributions Series, 14 : 131 p.
- Despons, M., 1990. Dynamisme récent et holocène du pin gris à sa limite septentrionale de distribution au Nouveau-Québec. Thèse de doctorat, Département de phytologie, Université Laval, 90 p.
- Dexter, F., Banks, H.T. et Webb III, T., 1987. Modeling Holocene changes in the location and abundance of beech populations in eastern North America. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 50 : 273-292.

- Dickman, M., Krelina, E. et Mott, R.J., 1975. An eleven thousand year history with indication of recent eutrophication in a meromictic lake in Québec, Canada. *Verhandlungen Internationale Vereinigung Limnologie*, 19 : 2259-2266.
- Drummond, R.N., 1965. Glacial geomorphology of the Cambrian Lake area, Labrador-Ungava. Ph.D. dissertation, Department of Geology, McGill University.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene retreat of the Laurentide Ice Sheet. *Geological Survey of Canada, Map 1702A*.
- Edwards, T.W.D. et McAndrews, J.H., 1989. Paleohydrology of a Canadian Shield Lake inferred from 18-O in sediment cellulose. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26 : 1850-1859.
- Engstrom, D.R., 1984. Lake development in the boreal peatlands of southeastern Labrador. *Arctic and Alpine Research*, 16(4) : 447-452.
- Engstrom, D.R. et Hansen, B.C.S., 1985. Postglacial vegetational change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and chemical stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, 63 : 543-561.
- Engstrom, D.R. et Wright, H.E. Jr., 1984. Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change, p. 11-67. In E.Y. Haworth et J.W.G. Lund, édit., *Lake Sediments and Environmental History*, University of Minnesota Press, Minneapolis, 411 p.
- Fægri, K. et Iversen, J., 1964. Textbook of pollen analysis (with a chapter on Pre-Quaternary pollen analysis by H.T. Waterbolk). Munksgaard, 237 p.
- Fitzhugh, W.W. et Lamb, H.F., 1985. Vegetation history and culture change in Labrador prehistory. *Arctic and Alpine Research*, 17 (4) : 357-370.
- Foster, D.R., 1983. The history and pattern of fire in the boreal forests of southeastern Labrador. *Canadian Journal of Botany*, 61 : 2459-2471.
- Foster, D.R., King, G.A., 1984. Landscape features, vegetation and developmental history of a patterned fen in southeastern Labrador, Canada. *Journal of Ecology*, 72 : 115-144.
- Foster, D.R., King, G.A., Glaser, P.H. et Wright, H.E. Jr., 1983. Origin of string patterns in boreal peatlands. *Nature*, 306 : 256-258.
- Fulton, R.J., 1993. Paleographic maps : Interest and concerns, p. 20. In A. Telka, édit., *Proxy climate data and models of the six thousand years before present time interval : The Canadian perspective*. Abstracts of a workshop. Canadian Global Change Program, Incidental Report Series, n° IR93-3, The Royal Society of Canada, 57 p.
- Gagnon, R. et Payette, S., 1985. Régression holocène du couvert coniférien à la limite des forêts (Québec nordique). *Journal canadien de Botanique*, 63 : 1213-1225.
- Gajewski, K., 1993. The role of pollen analysis in the study of global climatic change. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79 (1/2) : 141-151.
- Gajewski, K. et Garralla, S., 1992. Holocene vegetation histories from three sites in the tundra of northwestern Québec, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 24 (4) : 329-336.
- Gajewski, K., Payette, S. et Ritchie, J.C., 1993. Holocene vegetation history at the boreal forest-shrub tundra transition in north-western Québec. *Journal of Ecology*, 81 : 433-443.
- Garralla, S., 1991. L'analyse pollinique des sédiments d'un lac de la région de Chibougamau, Québec. Mémoire de M.Sc., Université Laval, 55 p.
- Garralla, S. et Gajewski, K., 1992. Holocene vegetation history of the boreal forest near Chibougamau, central Québec. *Canadian Journal of Botany*, 70 : 1364-1368.
- Gauthier, R., 1981. Histoire de la colonisation végétale des Montérégiennes : deux sites du mont Saint-Bruno. Mémoire de M. Sc., Département de géographie, Université de Montréal, 107 p.
- Grandtner, M.M., 1966. La végétation forestière du Québec méridional. Les Presses de l'Université Laval, Québec, 216 p.
- Grayson, J.F., 1957. The postglacial history of vegetation and climate in the Labrador-Québec region as determined by palynology. Ph. D. thesis, University of Michigan, Ann Arbor, 252 p.
- Grisebach, A.H.R., 1877. La végétation du globe, d'après sa disposition suivant les climats : esquisse d'une géographie comparée des plantes (traduit de l'allemand par P. de Tchiatchef). Baillière, Paris, 2 vol.
- Guiot, J., 1985. A method for palaeoclimatic reconstruction in palynology based on multivariate time-series analysis. *Géographie physique et Quaternaire*, 39 : 115-125.
- 1991. Methods and programs of statistics for paleoclimatology and paleoecology. Quantification des changements climatiques : méthodes et programmes, Monographie n° 1, 258 p.
- Heim, J., 1976. Étude palynologique d'une palse de la région du golfe de Richmond (lac Guillaume-Delisle), Nouveau-Québec, Canada. *Cahiers de Géographie du Québec*, 20 (50) : 221-237.
- Harrison, S.P. et Digerfeldt, G., 1993. European Lakes as Palaeohydrological and Palaeoclimatic Indicators. *Quaternary Science Reviews*, 12 (4) : 233-248.
- Holdridge, L.R., 1947. Determination of world plant formations from simple climatic data. *Science*, 105 (3227) : 367-368.
- Howe, S. et Webb III, T., 1983. Calibrating pollen data in climatic terms : Improving the methods. *Quaternary Science Reviews*, 2 : 17-51.
- Huntley, B., 1990. European vegetation history : Palaeovegetation maps from pollen data -13 000 yr BP to present. *Journal of Quaternary Science*, 5 (2) : 103-122.
- 1991. How plants respond to climate change : Migration rates, individualism and the consequences for plant communities. *Annals of Botany*, 67 (suppl. 1) : 15-22.
- 1993. The use of climate response surfaces to reconstruct palaeoclimate from Quaternary pollen and plant macrofossil data. *Philosophical Transactions of Royal Society of London*, 341 : 215-224.
- Huntley, B. et Webb III, T., 1989. Migration : Species' response to climatic variations caused by changes in the earth's orbit. *Journal of Biogeography*, 16 : 5-19.
- Ignatius, H., 1956. Late-Wisconsin stratigraphy in north-central Québec and Ontario, Canada. Ph.D. thesis, Department of Geology, Yale University, 84 p.
- Iversen, J., 1964. Retrogressive vegetational succession in the postglacial. *Journal of Ecology (Suppl.)*, 52 : 59-70.
- Janssen, C.R. et Birks, H.J.B., 1994. Recurrent groups of pollen types in time. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 82 : 165-173.
- Jetté, H., 1991. Palynostratigraphie postglaciaire de la région du lac Harriman (Gaspésie méridionale). Mémoire de M. Sc., Département de géographie, Université de Montréal, 87 p. + 49 p. d'annexes.
- 1993. The 6 ka paleovegetation map and a proposal for a 6 ka paleoclimate reconstruction, p. 46-50. In A. Telka, édit., *Proxy climate data and models of the six thousand years before present time interval : The Canadian perspective*. Abstracts of a workshop. Canadian Global Change Program, Incidental Report Series, n° IR93-3, The Royal Society of Canada, 57 p.
- 1995. A Canadian contribution to the paleoclimate model intercomparison project (PMIP). *Géographie physique et Quaternaire*, 49 (1) : 4-12.
- Jetté, H. et Richard, P.J.H., 1992. Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation en Gaspésie méridionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 (3) : 273-284.
- Jordan, R., 1975. Pollen diagrams from Hamilton Inlet, central Labrador, and their environmental implications for the Northern Maritime Archaic. *Arctic Anthropology*, 12 (2) : 92-116.
- Jurdant, M., Belair, J.L., Gérardin, V. et Ducruc, J.-P., 1977. L'inventaire du Capital-Nature. Série de la classification écologique du territoire, n° 2, Service des études écologiques régionales, Pêches et Environnement Canada, Québec, 202 p.

- King, G.A., 1985. A standard method for evaluating radiocarbon dates of local deglaciation : Application to the deglaciation history of southern Labrador and adjacent Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39 : 163-182.
- 1986. Deglaciation and vegetation history of western Labrador and adjacent Québec. Ph.D. thesis, University of Minnesota, Minneapolis, 266 p.
- Kutzbach, J.E. et Guetter, P.J., 1986. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on the simulated climate of the past 18,000 years. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43 : 1726-1759.
- Kutzbach, J.E. et Webb, III, T., 1991. Late Quaternary climatic and vegetational change in Eastern North America, p. 175-217. In L.C.K. Shane et E.J. Cushing, édit., *Quaternary Landscapes*, University of Minnesota Press, Minneapolis, 229 p.
- Labelle, C., 1978. Contribution à l'étude de la végétation tardiglaciaire au sud et à l'est du parc des Laurentides. Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Montréal.
- Labelle, C. et Richard, P.J.H., 1981. Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du parc des Laurentides, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35 (3) : 345-359.
- 1984. Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie. *Géographie physique et Quaternaire*, 38 (3) : 257-274.
- Lacroix, J., 1993. Étude paléocéologique d'un marécage riverain au lac Saint-François, Québec. Mémoire de M. Sc., Département de géographie, Université de Montréal, 147 p.
- Laframboise, M., 1987. Origine et évolution de deux terres noires de la MRC du Haut-Saint-Laurent. Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Montréal, 94 p.
- Lamb, H.F., 1980. Late-Quaternary vegetation history of southeastern Labrador. *Arctic and Alpine Research*, 12 (2) : 117-135.
- 1985. Palynological evidence for postglacial change in the position of tree limit in Labrador, eastern Canada. *Ecological Monographs*, 55 (2) : 241-258.
- Larouche, A.C., 1979. Histoire postglaciaire comparée de la végétation à Sainte-Foy et au mont des Éboulements, Québec, par l'analyse macrofossile et l'analyse pollinique. Mémoire de M.Sc., Faculté de foresterie et de géodésie, Université Laval, Québec, 117 p.
- LaSalle, P., 1966. Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence lowlands, Canada. *Leidsche Geologische Mededelingen*, 38 : 91-128.
- Lauriol, B., 1982. Géomorphologie quaternaire du sud de l'Ungava. *Paléo-Québec*, 15, 174 p.
- Lauriol, B. et Gray, J.T., 1987. The decay and disappearance of the Late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula, northern Quebec, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 19 (2) : 109-126.
- Lavoie, M., Larouche, A.C. et Richard, P.J.H., 1995. Conditions du développement de la tourbière de Farnham, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49 (2).
- Lenihan, J.M. et Neilson, R.P., 1993. A rule-based vegetation formation model for Canada. *Journal of Biogeography*, 20 : 615-628.
- Liu, K.-B., 1981. Pollen evidence of Late Quaternary climatic change in Canada : A review. Part II : Eastern arctic and subarctic Canada. *Ontario Geography*, 17 : 61-82.
- 1982. Postglacial vegetation history of northern Ontario : A palynological study. Ph.D. thesis, Geography, University of Toronto, 319 p.
- 1990. Holocene paleoecology of the boreal forest and Great Lakes-St. Lawrence forest in northern Ontario. *Ecological Monographs*, 60 : 179-212.
- Livingstone, D.A., 1968. Some interstadial and postglacial pollen diagrams from eastern Canada. *Ecological Monographs*, 38 : 87-125.
- MacDonald, G.M. et Edwards, K.J., 1991. Holocene palynology : I — Principles, population and community ecology, palaeoclimatology. *Progress in Physical Geography*, 15 (3) : 261-289.
- Macpherson, J.B., 1966. The post-Champlain evolution of the drainage pattern of the Montreal lowland. Ph. D. thesis, Department of Geography, McGill University.
- 1967. Raised shoreline and drainage evolution in the Montreal Lowland. *Cahiers de Géographie de Québec*, 23 : 343-360.
- 1995. A 6 ka reconstruction for the island of Newfoundland from a synthesis of Holocene lake-sediment pollen records. *Géographie physique et Quaternaire*, 49 (1) : 163-182.
- Marcoux, N., 1993. Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation près de Madeleine-Centre en Gaspésie, Québec. Mémoire de M. Sc., Département de géographie, Université de Montréal, 131 p. + 34 p. d'annexes.
- McAndrews, J.H. et Samson, G., 1977. Analyse pollinique et implications archéologiques et géomorphologiques, lac de la Hutte Sauvage (Mushuau Nipi), Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (1-2) : 177-183.
- Morrison, A., 1966. Glacial geomorphology of the Churchill Falls area, Labrador. Ph.D. thesis, McGill University, Montréal.
- 1970. Pollen diagrams from interior Labrador. *Canadian Journal of Botany*, 48 (11) : 1957-1975.
- Mott, R.J., 1974. Quaternary palynology, Alberta and Québec. *Geological Survey of Canada, Paper 74-1, Part A* : 213.
- 1976. A Holocene pollen profile from the Sept-Iles area, Québec. *Le Naturaliste canadien*, 103 (5) : 457-467.
- 1977. Late-Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 (1-2) : 139-149.
- Mott, R.J. et Farley-Gill, L.-D., 1981. Two Late-Quaternary pollen profiles from Gatineau Park, Québec. *Geological Survey of Canada, Paper 80-31*, 10 p.
- Ouellet, M. et Poulin, Ph., 1975. Quelques aspects paléocéologiques de la tourbière et du lac Desaulniers et quelques spectres sporopolliniques modernes de bassin de la Grande Rivière, baie James, Québec. INRS-EAU, rapport scientifique n° 54, 48 p.
- 1976. Études paléocéologiques des sédiments du lac Waterloo, Québec. INRS-EAU, rapport scientifique n° 64, 87 p.
- PAGES, 1994. Past Global Changes — A Core Project of the International Geosphere-Biosphere Programme IGBP. *News of the International Paleoscience Community*, 2 (3) : 1.
- Payette, S., 1983. The forest tundra and the present tree-lines of the northern Québec-Labrador peninsula. *Nordica*, 47 : 3-23.
- 1993. The range limit of boreal tree species in Québec-Labrador : An ecological and palaeoecological interpretation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79 (1/2) : 7-30.
- Peltier, R., 1993. *Climate System History and Dynamics : Proposal*, p. 46-50. In A. Telka, édit., *Proxy climate data and models of the six thousand years before present time interval : The Canadian perspective*. Abstracts of a workshop. Canadian Global Change Program, Incidental Report Series, n° IR93-3, The Royal Society of Canada, 57 p.
- Prentice, I.C., Bartlein, P.J. et Webb, T. III, 1991. Vegetation and climate change in Eastern North America since the last glacial maximum. *Ecology*, 72 (6) : 2038-2056.
- Prentice, I.C., Cramer, W., Harrison, S.P., Leemans, R., Monserud, R.A. et Solomon, A.M., 1992. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography*, 19 : 117-134.
- Rey, P., 1960. Essai de phytocinétique biogéographique. Centre national de la Recherche scientifique, 399 p.
- Richard, P.J.H., 1968. Un spectre pollinique type de la Sapinière à bouleau blanc pour la Forêt Montmorency. *Le Naturaliste canadien*, 95 : 565-576.



- 1971. Two pollen diagrams from the Québec city area, Canada. *Pollen et Spores*, 13 (4) : 523-559.
- 1973a. Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au nord du Parc des Laurentides, Québec. *Le Naturaliste canadien*, 100 : 577-590.
- 1973b. Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au sud de la ville de Québec. *Le Naturaliste canadien*, 100 : 591-603.
- 1973c. Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Saint-Raymond de Portneuf, telle que révélée par l'analyse pollinique d'une tourbière. *Le Naturaliste canadien*, 100 : 561-575.
- 1975a. Histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Parc des Laurentides, Québec. *Le Naturaliste canadien*, 102 : 669-681.
- 1975b. Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation dans la plaine du Saint-Laurent : Lotbinière et Princeville. *Revue de Géographie de Montréal*, 29 (2) : 95-107.
- 1975c. Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation dans les Cantons-de-l'Est : étude des sites de Weedon et Albion. *Cahiers de Géographie du Québec*, 19 (47) : 267-284.
- 1976. Relations entre la végétation actuelle et le spectre pollinique au Québec. *Le Naturaliste canadien*, 103 : 53-66.
- 1977. Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique. Service de la recherche, Direction générale des forêts, Ministère des Terres et Forêts du Québec. Publications et rapports divers, tome 1, 312 p. ; tome 2, 142 p.
- 1978. Aires ombrothermiques des principales unités de végétation du Québec. *Le Naturaliste canadien*, 105 : 195-207.
- 1978. Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 32 : 81-93.
- 1979a. Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 (1) : 93-112.
- 1979b. Histoire postglaciaire de la végétation au sud du lac Abitibi, Ontario et Québec. *Rapport SRAPM*, 45 p.
- 1980. Histoire postglaciaire de la végétation au sud du lac Abitibi, Ontario et Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34 (1) : 77-94.
- 1981. Paléophytogéographie postglaciaire en Ungava, par l'analyse pollinique. Collection Paléo-Québec n°13, 153 p.
- 1987. Le couvert végétal du Québec-Labrador et son histoire postglaciaire. Notes et Documents n° 87-01, Département de géographie, Université de Montréal, 74 p.
- 1993. Origine et dynamique postglaciaire de la Forêt mixte au Québec. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 79 (1/2) : 31-68.
- 1994. Postglacial Palaeophytogeography of the Eastern St. Lawrence River Watershed and the Climatic Signal of the Pollen Record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109 (2-4) : 137-163.
- Richard, P.J.H. et Labelle, C., 1989. Histoire postglaciaire de la végétation au lac du Diable, mont Albert, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 (3) : 337-354.
- Richard, P.J.H. et Larouche, A.C., 1989. La végétation postglaciaire du Témiscamingue, Québec, durant l'épisode glaciolacustre Barlow. *Canadian Journal of Botany*, 67 (2) : 544-558.
- 1994. Histoire postglaciaire de la végétation et du climat dans la région de Rimouski, Québec, p. 49-89. In C. Chapdelaine, éd., Il y a 8000 ans à Rimouski... Paléoécologie et archéologie d'un site de la culture Plano. Collection Paléo-Québec n° 22, 314 p.
- Richard, P.J.H. et Poulin, Ph., 1976. Un diagramme pollinique au mont des Éboulements, région de Charlevoix, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13 (1) : 145-156.
- Richard, P.J.H., Larouche, A.C. et Lortie, G., 1992. Paléophytogéographie et paléoclimats postglaciaires dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 (2) : 151-172.
- Richard, P.J.H., Larouche, A.C. et Morasse, N., 1989. Études floristiques et paléophytogéographiques au Cratère du Nouveau-Québec, p. 315-342. In M.A. Bouchard, éd., L'histoire naturelle du Cratère du Nouveau-Québec. Collection Environnement et Géologie, vol. 7, Université de Montréal, 420 p.
- Richard, P.J.H., Larouche, A. et Bouchard, M.A., 1982. Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 36 (1-2) : 63-90.
- Richard, P.J.H., Veillette, J.J. et Larouche, A.C., 1989. Palynostratigraphie et chronologie du retrait glaciaire au Témiscamingue : évaluation des âges <sup>14</sup>C et implications paléoenvironnementales. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26 (4) : 627-641.
- Ritchie, J.C., 1987. *Postglacial vegetation of Canada*. Cambridge University Press, 178 p.
- Rousseau, C., 1974. *Géographie floristique du Québec-Labrador*. Travaux et documents du Centre d'études nordiques n° 7, Les Presses de l'Université Laval, Québec, 799 p.
- Rowe, J.S., 1972. Les régions forestières du Canada. Ministère de l'Environnement, Service canadien des forêts, publication 1300F, 172 p.
- Savoie, L., 1978. Contribution à la paléophytogéographie de l'épisode de Saint-Narcisse dans la région de Sainte-Agathe. Mémoire de M. Sc., Département de géographie, Université de Montréal, 110 p.
- Savoie, L. et Gangloff, P., 1980. Analyse pollinique d'une palse au site archéologique de Vieux-Port-Burwell (Killinik), Territoires du Nord-Ouest. *Géographie physique et Quaternaire*, 34 (3) : 301-320.
- Savoie, L. et Richard, P.J.H., 1979. Paléophytogéographie de l'épisode de Saint-Narcisse dans la région de Sainte-Agathe, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 (2) : 175-188.
- Scoggan, H.J., 1978. The flora of Canada. National Museum of Natural Sciences, Ottawa, Publications in Botany N°7 (Parts 1-4), 1711 p.
- Short, S.K., 1977a. Postglacial history of vegetation and climate at Ublik Pond, Labrador. Smithsonian Institution, rapport, 16 p.
- 1977b. Report on pollen analyses, site Q, Rose Island, Labrador. Texte mimeo.
- 1978a. Palynology : A Holocene environmental perspective for archaeology in Labrador-Ungava. *Arctic Anthropology*, 15(2) : 9-35.
- 1978b. Holocene palynology in Labrador-Ungava : Climatic history and culture change on the central coast. Ph.D. dissertation, Department of Anthropology, University of Colorado, Boulder, 231 p.
- Short, S.K. et Nichols, H., 1977. Holocene pollen diagrams from subarctic Labrador-Ungava : Vegetation history and climatic change. *Arctic and Alpine Research*, 9 (3) : 265-290.
- Shugart, H.H., Jr., 1984. A theory of forest dynamics : The ecological implications of forest succession models. Springer-Verlag, New York.
- Sirois, L., Bonan, G.B. et Shugart, H.H., 1994. Development of a simulation model of the forest-tundra transition zone of northeastern Canada. *Canadian Journal of Forest Research*, 24 (4) : 697-706.
- Solomon, A.M., 1986. Comparison of taxon calibrations, modern analogue techniques, and forest-stand simulation models for the quantitative reconstruction of past vegetation : A critique. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11 : 681-685.
- Solomon, A.M., Delcourt, H.R., West, D.C., Blasing, T.J., 1980. Testing a simulation model for reconstruction of prehistoric forest-stand dynamics. *Quaternary Research*, 14 : 275-293.
- Stravers, L.K.S., 1981. Palynology and deglaciation history of the central Labrador-Ungava peninsula. M.Sc. Thesis, Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, 171 p.

- Telka, A., édit., 1993. Proxy climate data and models of the six thousand years before present time interval : The Canadian perspective. Abstracts of a workshop. Canadian Global Change Program, Incidental Report Series, n° IR93-3, The Royal Society of Canada, 57 p.
- Terasmae, J., 1955. A palynological study relating to the Toronto Formation (Ontario) and the Pleistocene deposits in the St. Lawrence lowland (Québec). Ph.D. dissertation, McMaster University, Hamilton.
- Terasmae, J., 1958. Contributions to Canadian palynology, n° 1. Geological Survey of Canada Bulletin, 46, 35 p.
- 1960. Contributions to Canadian palynology, n° 2. Geological Survey of Canada Bulletin, 56, 41 p.
- Terasmae, J., 1969. Quaternary palynology in Québec : A review and future prospects. *Revue de Géographie de Montréal*, 23 (3) : 281-288.
- Terasmae, J. et Anderson, T.W., 1970. Hypsithermal range extension of white pine (*Pinus strobus* L.) in Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7 (2) : 406-413.
- Thibault, M., 1985. Les régions écologiques du Québec méridional : deuxième approximation. Service de la recherche, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. Carte couleur à 1/1 250 000.
- Tuhkanen, S., 1980. Climatic Parameters and Indices in Plant Geography. *Acta Phytogeographica Suecica*, Uppsala, 67 : 8-110.
- 1984. A circumboreal system of climatic-phytogeographical regions. *Acta Botanica*, 127 : 1-50.
- Vilks, G. et Mudie, P.J., 1978. Early deglaciation of Labrador Shelf. *Science*, 202(4373) : 1181-1183.
- Vilks, G. et Mudie, P.J., 1983. Evidence for Postglacial paleoceanographic and paleoclimatic changes in Lake Melville, Labrador, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 15 (3) : 307-320.
- Vincent, J.-S., 1973. A palynological study for the Little Clay Belt, northwestern Québec. *Le Naturaliste canadien*, 100 : 59-70.
- Von Post, L., 1967. Forest tree pollen in South Swedish peat bog deposits. *Pollen et Spores*, 9 (3) : 375-401.
- Walker, I.R., Smol, J.P., Engstrom, D.R. et Birks, H.J.B., 1991. An assessment of Chironomidae as quantitative indicators of past climatic change. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 48 (6) : 975-987.
- Webb, R.S., Anderson, K.H. et Webb III, T., 1993. Pollen Response-Surface Estimates of Late-Quaternary Changes in the Moisture Balance of the Northeastern United States. *Quaternary Research*, 40 (2) : 213-227.
- Webb III, T., 1980. The reconstruction of climatic sequences from botanical data. *Journal of Interdisciplinary History*, 10 (4) : 749-772.
- 1983. Calibration of Holocene Pollen Data in Climatic Terms. *Quaternary Studies in Poland*, 4 : 107-113.
- 1986. Is vegetation in equilibrium with climate ? How to interpret late-Quaternary pollen data. *Vegetatio*, 67 : 75-91.
- Webb III, T. et Bartlein, P.J., 1988. Late Quaternary climatic change in Eastern North America : The role of modeling experiments and empirical studies. In R.S. Laub, N.G. Miller et D.W. Steadman, édit., *Late Pleistocene and Early Holocene Paleocology and Archeology of the Eastern Great Lakes Region*. *Bulletin of the Buffalo Society of Natural Sciences*, 33 : 3-13.
- Webb III, T. et Clark, D.R., 1977. Calibrating micropaleontological data in climatic terms : A critical review. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 288 : 93-118.
- Webb III, T., Richard, P.J.H. et Mott, R.J., 1983. A mapped summary of Holocene vegetation in southern Québec. *Syllogeus*, 49 : 273-336.
- Wilson, C.V., 1971. Le climat du Québec. 1. Atlas climatique. 2. Mise en application des renseignements climatologiques. Service météorologique du Canada, Étude climatologique n° 11, 116 p.
- Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., Ruddiman, W.F. et Webb III, T., 1993. *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis, 569 p.